



**Universidade Federal do Rio de Janeiro**  
**Instituto de Geociências**  
**Departamento de Geologia**  
**Setor de Geologia de Engenharia e Ambiental**

**APLICAÇÃO E AVALIAÇÃO DE METODOLOGIAS LABORATORIAIS E  
EMPÍRICAS PARA A DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE  
SEDIMENTOS.**

**Rodrigo Stutz Salgueiro**

Orientador:

Gerson Cardoso da Silva Júnior

Colaboradora:

Ingrid de Carvalho Lage

RIO DE JANEIRO

DEZEMBRO DE 2005

**APLICAÇÃO E AVALIAÇÃO DE METODOLOGIAS LABORATORIAIS E  
EMPÍRICAS PARA A DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE  
SEDIMENTOS.**

Rodrigo Stutz Salgueiro

Orientador: Gerson Cardoso da Silva Junior

Monografia apresentada como requisito obrigatório da disciplina Estágio de Campo IV do curso de graduação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Instituto de Geociências, necessário à obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Aprovada por:

---

Gerson Cardoso da Silva Junior, D.Sc. - UFRJ

---

Andreia Ferreira Borges, D.Sc. - CENPES - Petrobras

---

Nelson Ferreira Fernandes, Ph.D., UFRJ

RIO DE JANEIRO

DEZEMBRO DE 2005

**FICHA CATALOGRÁFICA**

Salgueiro, Rodrigo Stutz.

Aplicação e avaliação de metodologias laboratoriais e empíricas para a determinação da condutividade hidráulica de sedimentos / Rodrigo Stutz Salgueiro. Rio de Janeiro: UFRJ / IGEO, 2005.

xi, 68 f.: il; 28 cm.

Orientador: Gerson Cardoso da Silva Junior

Monografia (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ – Instituto de Geociências – Departamento de Geologia, 2005.

Referências Bibliográficas: f: 44-46.

1. Hidrogeologia. 2. Condutividade hidráulica. 3. Permeâmetro de carga constante. 4. Métodos empíricos. I. Silva Junior, Gerson Cardoso da. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro. III. Aplicação e avaliação de metodologias laboratoriais e empíricas para a determinação da condutividade hidráulica de sedimentos.

A meus pais, Jorge e Ruth, a minha irmã, Juliana,  
a minha tia Marlene, a minha avó, Brinda (*in memoriam*),  
e a minha namorada, Tatiana.

## AGRADECIMENTOS

A minha conclusão do curso de graduação em Geologia não seria possível sem a ajuda de várias pessoas.

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer à minha família por todo o esforço, dedicação, e incentivo nesse projeto de vida;

Às famílias Rocha e Villar, pela amizade e acolhida durante boa parte dessa jornada;

Ao professor Gerson Cardoso da Silva Junior, pela amizade e orientação nesse trabalho;

À Ingrid de Carvalho Lage, pela colaboração e pelas discussões sobre o trabalho;

Ao geólogo Daniel Fontoura Cupertino, pelo apoio e disponibilidade nos trabalhos;

Ao Cidnei, da oficina do Instituto de Geociências, pela paciência, cooperação e eficiência na construção do permeâmetro de carga constante;

Aos laboratoristas Roberto, do Laboratório de Mecânica de Solos, e Osório, do Laboratório de Via Úmida do Departamento de Geologia da UFRJ, pela orientação e ajuda nos ensaios laboratoriais;

Aos amigos do HIDROGEO: Cauê Bielschowsky, Alexandre Cruz, Olga Venimar, Rosemari Fabianovicz, Juliana Menezes, Elisa Bento, Giselle Ramalho, Luana Lima, Ghislaine Medeiros e Alice Almada, pelos bons momentos de descontração no laboratório;

A todos da turma de 2000, pela amizade, convivência e pelas várias boas histórias que marcaram nossas vidas e que levaremos para sempre na memória;

Aos amigos da CEF José Carlos, André, Nestor, Cláudio e Malena, pela compreensão e incentivo nessa caminhada.

Aos eternos amigos Rodrigo César Costa e Silva e Marcello Pecci Barroso, pela torcida, apoio, e amizade;

A Tatiana Corrêa Ferreira, por me proporcionar os melhores momentos vividos nos últimos dois anos.

*"Sunrise on the road behind  
Sunset on the road ahead  
There's nothing to stop you now  
Nothing can stop you now"*

*Neil Peart*

## RESUMO

### APLICAÇÃO E AVALIAÇÃO DE METODOLOGIAS LABORATORIAIS E EMPÍRICAS PARA A DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE SEDIMENTOS.

**Rodrigo Stutz Salgueiro**

**Orientador: Gerson Cardoso da Silva Junior**

**Resumo** da monografia apresentada como requisito obrigatório da disciplina Estágio de Campo IV do curso de graduação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Instituto de Geociências, necessário à obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Com o objetivo de medir a condutividade hidráulica (K) de sedimentos, neste trabalho faz-se uma discussão acerca da utilização e comparação de métodos laboratoriais - através da utilização do permeâmetro de carga constante; e empíricos - por meio das formulações de Hazen (1911), Hazen modificado por Lange (1958), Kozeny e Breyer. Além disso, buscou-se caracterizar a área de estudo no que concerne à natureza dos sedimentos. Para tanto foram realizados experimentos de caracterização física, que compreenderam ensaios granulométricos, de teor de umidade, densidade real dos grãos e porosidade total. Na área de estudo ocorre a presença de areias quartzosas finas, bem-selecionadas, contendo argilo-minerais de alta atividade. O ambiente no qual essas areias foram depositadas é típico de terraços marinhos. Os ensaios com o permeâmetro de carga constante indicaram valores de K da ordem de  $10^{-3}$  a  $10^{-4}$  cm/s, estando os valores coerentes com a classe granulométrica dos sedimentos analisados. Da mesma forma, os resultados obtidos a partir das formulações matemáticas apresentaram pequena divergência de um método para outro. Embora as premissas das formulações matemáticas não se encontrem plenamente de acordo com as características dos sedimentos analisados, os valores de condutividade hidráulica por elas obtidos apresentaram pouca variação em relação aos obtidos pelo permeâmetro de carga constante. O permeâmetro de carga constante mostrou ser uma excelente alternativa para estimar a condutividade hidráulica de sedimentos indeformados, devido a sua relativa rapidez na obtenção desse parâmetro, quando comparado aos métodos empíricos.

Palavras-chave: hidrogeologia, condutividade hidráulica, permeâmetro de carga constante, métodos empíricos.

## ABSTRACT

### APPLICATION AND EVALUATION OF EMPIRICAL AND LABORATORIAL METHODOLOGIES TO DETERMINE THE HYDRAULIC CONDUCTIVITY OF SEDIMENTS.

Rodrigo Stutz Salgueiro

Orientador: Gerson Cardoso da Silva Junior

**Abstract** da monografia apresentado como requisito obrigatório da disciplina Estágio de Campo IV do curso de graduação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Instituto de Geociências, necessário à obtenção do título de Bacharel em Geologia.

*With the aim of measuring the hydraulic conductivity (K) of sediments, this work addresses the discussion of utilization and comparison of laboratorial and empirical methods, through the employment of a constant head permeameter, and the use of empirical formulations (Hazen, 1911; Hazen modified by Lange, 1958; Kozeny and Breyer). In addition, an attempt to characterize the study area was made, concerning the sediments' nature. For that purpose, experiments for physical characterization of the sediments were carried out, comprising grain size analysis, moisture content, grains' specific gravity, and porosity. The study area presents well-sorted quartz-fine sands, with clay minerals of high activity in its constitution. The environment in which these sediments were deposited is typical of a marine terrace. The tests with the constant head permeameter indicate a range of K values varying from  $10^{-3}$  to  $10^{-4}$  cm/s, which is in accordance with the values expected to the studied sediments. The results obtained by the empirical formulations showed little divergence among the employed methods as well. Although the empirical formulas' premises are not in full accordance to the character of the analyzed sediments, the values of the hydraulic conductivity obtained had little variation as compared to the ones obtained by the constant head permeameter. The author concludes this equipment is an excellent alternative to estimate the hydraulic conductivity of unconsolidated sediments, due to its quickness in the acquisition of this parameter, as compared to the empirical methods.*

*Key-words: hydrogeology, hydraulic conductivity, constant head permeameter, empirical methods.*



## SUMÁRIO

<i>AGRADECIMENTOS</i>	<i>iv</i>
<i>RESUMO</i>	<i>vi</i>
<i>ABSTRACT</i>	<i>vii</i>
<i>SUMÁRIO</i>	<i>viii</i>
<i>LISTA DE FIGURAS</i>	<i>ix</i>
<i>LISTA DE TABELAS</i>	<i>xi</i>
<b>1. INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
1.1 – OBJETIVOS	2
1.2 – ESTRUTURA DA MONOGRAFIA	2
<b>2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b>	<b>4</b>
2.1 - POROSIDADE	4
2.2 - LEI DE DARCY	7
2.3 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA	8
2.3.1 – PERMEÂMETRO DE CARGA CONSTANTE	9
2.3.2 – MÉTODOS EMPÍRICOS	11
2.3.2.1 – EQUAÇÃO DE HAZEN	12
2.3.2.2 – EQUAÇÃO DE KOZENY	13
2.3.2.3 – EQUAÇÃO DE BREYER	13
2.4 – PERMEABILIDADE INTRÍNSECA	14
2.5 - REGIMES DE FLUXO	16
2.6 - VALIDADE DA LEI DE DARCY	17
<b>3. ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>20</b>
3.1 – CONTEXTO GEOLÓGICO	21
3.2 – CONTEXTO FISIAGRÁFICO	23
<b>4 – METODOLOGIA</b>	<b>27</b>
4.1 – COLETA DE AMOSTRAS	27
4.2 – ENSAIOS FÍSICOS	28
4.3 – PERMEÂMETRO DE CARGA CONSTANTE	30
4.3.1 - FUNCIONAMENTO DO PERMEÂMETRO DE CARGA CONSTANTE	31
4.3.2 – PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL	33
4.4 – MÉTODOS EMPÍRICOS	33
<b>5. RESULTADOS E DISCUSSÕES</b>	<b>35</b>
5.1 – ENSAIOS FÍSICOS	35
5.2 – ENSAIOS COM O PERMEÂMETRO DE CARGA CONSTANTE	37
5.3 – MÉTODOS EMPÍRICOS	39
5.4 – COMPARAÇÃO ENTRE OS RESULTADOS	40
<b>6. CONCLUSÕES</b>	<b>42</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>44</b>
<b>ANEXO A - FOTOS DO PERMEÂMETRO</b>	<b>47</b>
<b>ANEXO B - GRÁFICOS DOS ENSAIOS GRANULOMÉTRICOS</b>	<b>52</b>
<b>ANEXO C - GRÁFICOS DOS ENSAIOS REALIZADOS NO PERMEÂMETRO DE CARGA CONSTANTE</b>	<b>62</b>
<b>ANEXO D - - TABELAS E PARÂMETROS UTILIZADOS NO CÁLCULO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA PELOS MÉTODOS EMPÍRICOS.</b>	<b>66</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 2.1.</b> <i>Relação entre textura e porosidade. (a) Depósito sedimentar bem-selecionado com alta porosidade. (b) Depósito sedimentar mal-selecionado com baixa porosidade. (c) Depósito sedimentar bem-selecionado cujos grãos são porosos, resultando em alta porosidade. (d) Depósito sedimentar bem-selecionado com cimentação intergranular, gerando baixa porosidade. (e) Rocha com porosidade secundária devido à dissolução. (f) Rocha com porosidade secundária causada por fraturamento (modificado de Freeze &amp; Cherry, 1979).</i> .....	<b>4</b>
<b>Figura 2.2.</b> <i>(a) Empacotamento cúbico de esferas com porosidade de 47.65% (b) Empacotamento romboédrico de esferas com porosidade de 25.95% (Fetter, 2001).</i> .....	<b>6</b>
<b>Figura 2.3.</b> <i>(a) Empacotamento cúbico de esferas de igual diâmetro com uma porosidade de 47.65% (b) Empacotamento cúbico de esferas com os espaços vazios ocupados por grãos de diâmetros menores, resultando numa porosidade muito menor (Fetter, 2001).</i> .....	<b>6</b>
<b>Figura 2.4.</b> <i>Esquema do experimento de Darcy (Bear, 2005).</i> .....	<b>7</b>
<b>Figura 2.5.</b> <i>Esquema de um permeâmetro: (A) de carga constante e (B) de carga variável (adaptado de Kresic, 1997).</i> .....	<b>9</b>
<b>Figura 2.6.</b> <i>Efeito da temperatura sobre a viscosidade cinemática (Modificado de Kresic, 1997).</i> .....	<b>15</b>
<b>Figura 2.7.</b> <i>Trajectoria das moléculas de água em: (a) fluxo laminar (b) fluxo turbulento (Fetter, 2001).</i> .....	<b>16</b>
<b>Figura 2.8.</b> <i>Relação experimental entre a vazão específica e o gradiente hidráulico (a) na areia e (b) em argilas (Bear, 2005).</i> .....	<b>17</b>
<b>Figura 2.9.</b> <i>Relação entre a taxa de fluxo e o gradiente hidráulico (Head, 1982).</i> ....	<b>18</b>
<b>Figura 3.1.</b> <i>Mapa de localização da Fazenda Ressacada.</i> .....	<b>20</b>
<b>Figura 3.2.</b> <i>Mapa geológico da porção central da Ilha de Santa Catarina, Florianópolis, SC. Adaptado de IPUF/PMF, 2004.</i> .....	<b>22</b>
<b>Figura 3.3.</b> <i>Mapa de solos da porção central da Ilha de Santa Catarina, Florianópolis, SC. Adaptado de IPUF/PMF, 2004.</i> .....	<b>24</b>
<b>Figura 3.4.</b> <i>Mapa geomorfológico da porção central da Ilha de Santa Catarina, Florianópolis, SC. Adaptado de IPUF/PMF, 2004.</i> .....	<b>26</b>
<b>Figura 4.1.</b> <i>Mapa de localização dos pontos de coleta de amostras (modificado de Lage, 2005).</i> .....	<b>30</b>
<b>Figura 4.2.</b> <i>Foto e desenho esquemático do permeâmetro de carga constante.</i> ....	<b>31</b>

<b>Figura 5.1.</b> <i>Difratogramas de raio-X para análise dos argilominerais das amostras.</i> .....	<b>36</b>
<b>Figura 5.2.</b> <i>Gráfico <math>v \times i</math> comparativo das 9 amostras indeformadas.</i> .....	<b>38</b>
<b>Figura 5.3.</b> <i>Gráfico comparativo dos valores de condutividade hidráulica entre as diversas metodologias aplicadas.</i> .....	<b>40</b>

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 2.1.</b> <i>Coeficiente C para cálculo da condutividade hidráulica segundo aproximação de Hazen (Fetter, 2001).</i> .....	<b>12</b>
<b>Tabela 2.2.</b> <i>Faixa de valores de permeabilidade intrínseca e de condutividade hidráulica de alguns materiais inconsolidados (modificado de Fetter, 2001).</i> .....	<b>15</b>
<b>Tabela 4.1.</b> <i>Profundidade de coleta das amostras.</i> .....	<b>27</b>
<b>Tabela 5.1.</b> <i>Teor de finos e umidade, densidade real dos grãos, e porosidade efetiva das amostras.</i> .....	<b>35</b>
<b>Tabela 5.2.</b> <i>Resultados de condutividade hidráulica e número de Reynolds.</i> .....	<b>37</b>
<b>Tabela 5.3.</b> <i>Condutividade hidráulica obtida a partir de diferentes métodos empíricos.</i> .....	<b>39</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A condutividade hidráulica, que corresponde à permeabilidade relativa à água, é um importante parâmetro a ser definido em estudos hidrogeológicos e geoambientais.

Sua utilização está inserida em estudos de mensuração da capacidade exploratória de aquíferos, estudos de monitoramento ambiental de plumas de contaminantes nas zonas vadosa e saturada do solo, onde figura como parâmetro de entrada em modelos matemáticos e hidrogeoquímicos, e em projetos de drenagem e irrigação.

Existem na literatura diversos métodos para a obtenção do seu valor, através de métodos de campo, laboratoriais e empíricos. A indicação de cada um deles está condicionada a condições particulares, e a condutividade hidráulica obtida através de cada método contempla porções de solo ou rocha diferentes. Os métodos de campo muitas vezes negligenciam pequenas heterogeneidades do substrato, como lentes argilosas, descontinuidades, e outras, que podem ser observadas durante a execução dos ensaios laboratoriais e na aplicação dos métodos empíricos. Por outro lado, ensaios laboratoriais e empíricos levam muito mais tempo para serem realizados, podendo levar dias para sua execução, enquanto que os ensaios de campo normalmente precisam de segundos a algumas horas para serem concluídos, dependendo do tipo de ensaio.

A área de estudo está situada na Fazenda Experimental da Ressacada, em Florianópolis (SC) e pertence à Universidade Federal de Santa Catarina. Nessa fazenda estão sendo realizados experimentos de campo pelo Departamento de Engenharia Sanitária da Universidade Federal de Santa Catarina, no âmbito do chamado “Projeto Ressacada”. Estes estudos estão relacionados à avaliação e à remediação de aquíferos contaminados por derivados de petróleo, através da liberação controlada de gasolina e diesel.

Uma equipe do Laboratório de Hidrogeologia da UFRJ (HIDROGEO) participou da caracterização geológica da área e da determinação dos parâmetros do aquífero necessários ao planejamento dos novos experimentos. Parte dessa caracterização passou pela avaliação de diversas metodologias para determinação da permeabilidade de meios porosos (Lage, 2005), dada a importância deste parâmetro

para os estudos que vêm sendo executados no Projeto Ressacada. O presente trabalho é parte integrante desses experimentos executados pela equipe do HIDROGEO, enfatizando os ensaios de laboratório e a determinação da permeabilidade a partir de formulações matemáticas.

### **1.1 – OBJETIVOS**

Este trabalho teve dois objetivos principais. O primeiro refere-se à aplicação e a comparação de diferentes metodologias de mensuração da condutividade hidráulica em laboratório e através de métodos empíricos. Para tanto, foi montado e utilizado um permeâmetro de carga constante para a medição da condutividade hidráulica em amostras indeformadas e formulações matemáticas para a sua estimativa em amostras deformadas.

O segundo objetivo consistiu na caracterização da área do estudo a partir de ensaios granulométricos, porosidade, densidade real dos grãos, teor de umidade e mineralogia de argilas.

### **1.2 – ESTRUTURA DA MONOGRAFIA**

O conteúdo desta monografia está dividido em seis capítulos, além dos anexos, incluindo esta introdução (capítulo 1), que foram estruturados da seguinte maneira:

- capítulo 2: discussão dos principais conceitos relacionados à porosidade, permeabilidade e condutividade hidráulica;
- capítulo 3: descrição da área de estudo, onde figuram a sua geologia e os seus principais aspectos fisiográficos, como clima, vegetação, pedologia e geomorfologia;
- capítulo 4: apresentação das metodologias utilizadas na coleta das amostras, nos ensaios físicos, nos ensaios com o permeâmetro de carga constante e nos ensaios utilizando-se os métodos empíricos, bem como toda a formulação envolvida nos cálculos.
- capítulo 5: apresentação dos resultados em figuras, tabelas e gráficos, bem como discussão e comparação das diferentes metodologias.
- capítulo 6: conclusões e considerações a respeito das metodologias empregadas.

Ao fim do texto, os anexos são apresentados, compreendendo as fotos do permeâmetro, os gráficos dos ensaios granulométricos, os gráficos dos ensaios realizados no permeâmetro de carga constante e as tabelas e parâmetros utilizados no cálculo da condutividade hidráulica pelos métodos empíricos.

## 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 - POROSIDADE

A porosidade de rochas sedimentares ou de solos ( $\eta$ ) consiste nos espaços vazios existentes entre os fragmentos sólidos, que podem ser ocupados pela água ou ar, e é representada pela razão entre o volume de vazios ( $V_v$ ) e o volume total da amostra ( $V$ ), sendo geralmente expressa em porcentagem.

$$\eta(\%) = \frac{V_v}{V} \cdot 100 = \frac{V - V_s}{V} \cdot 100 \quad (2.1)$$

A porosidade pode ser primária ou secundária, conforme a sua origem. Porosidade primária é aquela inerente à trama da matriz do solo ou da rocha, e a secundária é aquela causada por fenômenos intempéricos ou tectônicos. Em ambos os casos, são posteriores à sedimentação do material.

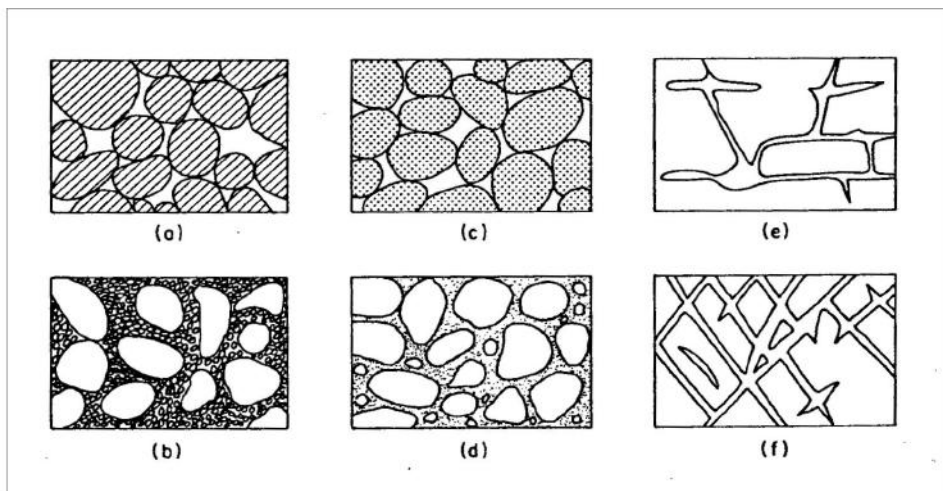


Figura 2.1. Relação entre textura e porosidade. (a) Depósito sedimentar bem-selecionado com alta porosidade. (b) Depósito sedimentar mal-selecionado com baixa porosidade. (c) Depósito sedimentar bem-selecionado cujos grãos são porosos, resultando em alta porosidade. (d) Depósito sedimentar bem-selecionado com cimentação intergranular, gerando baixa porosidade. (e) Rocha com porosidade secundária devido à dissolução. (f) Rocha com porosidade secundária causada por fraturamento (modificado de Freeze & Cherry, 1979).



A natureza dos poros é diversificada, podendo ser encontrados formando redes de poros interconectados, onde a água circula livremente, redes de poros nas quais o fluido encontra-se estagnado em poros sem saída (*dead end pores*), que apesar de serem volumes vazios, não permitem a água fluir livremente, ou podem ainda formar redes porosas semi-fechadas, através das quais a água circula com certa dificuldade e lentidão, e as trocas de matéria com o exterior se realizam principalmente por difusão (Cabral, 2000; Custodio e Llamas, 1983).

Em termos hidrogeológicos, os poros interconectados são os mais importantes, e a partir deles, define-se o conceito de porosidade efetiva ( $\eta_e$ ), que corresponde à razão entre o volume de espaços interconectados, ou volume efetivo ( $V_e$ ), que permitem a água fluir livremente pela ação da gravidade, e o volume total da amostra ( $V$ ), conforme a equação 2.2:

$$\eta_e = \frac{V_e}{V} \quad (2.2)$$

A porosidade varia com a geometria, o grau de seleção e a forma dos grãos.

A partir da análise de modelos conceituais, observa-se que grãos esféricos unimodais podem se arranjar de tal maneira que cada esfera se situe diretamente na crista da esfera subjacente, resultando em um empacotamento cúbico, no qual a porosidade associada é de 47,65%. Se as esferas se localizarem nas concavidades formadas pelas esferas subjacentes, o resultado é um empacotamento romboédrico com uma porosidade de 25,95% (Meinzer, 1923a, *apud* Fetter, 2001). Essas duas geometrias representam os extremos da porosidade para arranjos de esferas equidimensionais, com todas as esferas em contato com as esferas vizinhas, conforme Figura 2.2.

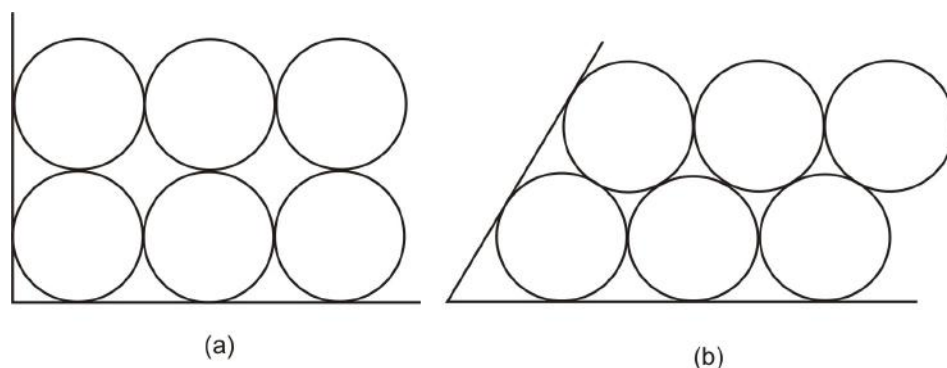


Figura 2.2. (a) Empacotamento cúbico de esferas com porosidade de 47.65% (b) Empacotamento romboédrico de esferas com porosidade de 25.95% (Fetter, 2001).

Sedimentos imaturos apresentam porosidade muito baixa, uma vez que as partículas sólidas menores podem preencher o espaço entre os grãos maiores, conforme Figura 2.3.

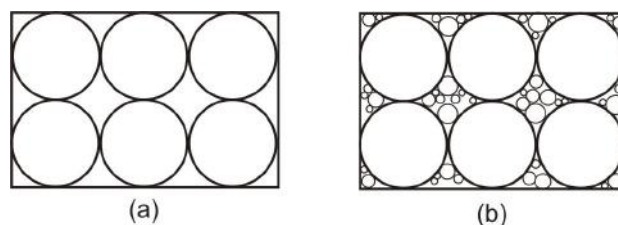


Figura 2.3. (a) Empacotamento cúbico de esferas de igual diâmetro com uma porosidade de 47.65% (b) Empacotamento cúbico de esferas com os espaços vazios ocupados por grãos de diâmetros menores, resultando numa porosidade muito menor (Fetter, 2001).

Para esferas de diâmetros grandes a porosidade eficaz é quase igual à total; entretanto, em pacotes onde se observam esferas muito pequenas, a porosidade eficaz pode diminuir significativamente devido às retenções capilar e pelicular.

A forma dos grãos varia significativamente de acordo com os processos de transporte e sedimentação dos mesmos. O arredondamento pode ser classificado desde bem arredondado a muito angular. Já a esfericidade varia de achatada a esférica.

## 2.2 - LEI DE DARCY

O engenheiro hidráulico francês Henry Darcy, depois de realizar inúmeros experimentos sobre o movimento da água em colunas de areia, estabeleceu uma fórmula, conhecida por Lei de Darcy, que estabelece uma proporcionalidade direta entre a velocidade de fluxo de um fluido em meio poroso ( $v$ ) e o gradiente hidráulico ( $i$ ), segundo um coeficiente de permeabilidade ( $k$ ):

$$i = \frac{v}{k} \quad (2.3)$$

Essa lei constitui a base de muitos métodos de avaliação quantitativa de recursos hídricos subterrâneos.

O experimento de Darcy, esquematizada na Figura 2.4, consistiu em fazer a água percolar numa amostra porosa de comprimento e área conhecidos, observando-se a variação da carga hidráulica, até que a vazão atingisse o equilíbrio dinâmico, ou seja, que a mesma não mais variasse com o tempo (Manoel Filho, 2000).

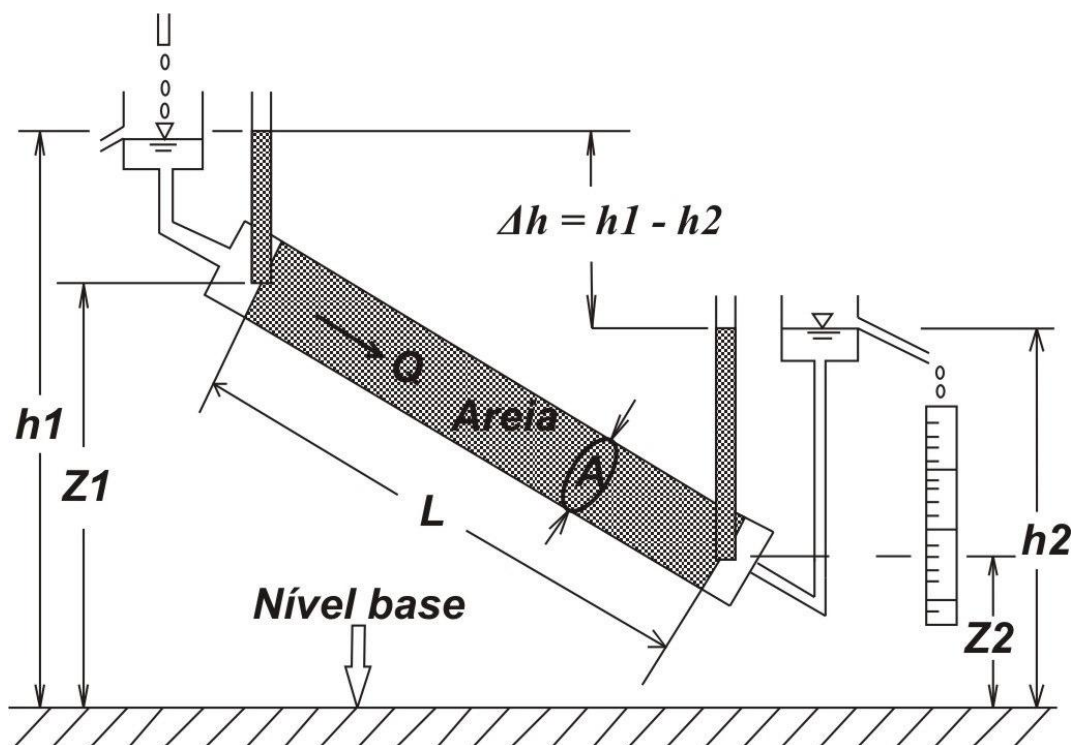


Figura 2.4. Esquema do experimento de Darcy (modificado de Bear, 2005).

Dessa forma, obteve-se a expressão da quantidade de água que passa através de um meio poroso, por unidade de superfície, em função da condutividade hidráulica do material arenoso e do gradiente hidráulico, conforme a equação seguinte:

$$Q = K A \frac{\Delta h}{L} \quad (2.4)$$

onde:

$Q$  = vazão constante que passa pelo cilindro [ $L^3/T$ ];

$K$  = coeficiente de permeabilidade [ $L/T$ ];

$A$  = área da seção transversal do cilindro [ $L^2$ ];

$\Delta h$  = diferença de carga hidráulica entre os piezômetros [ $L$ ] e

$L$  = distância entre os piezômetros [ $L$ ]

### 2.3 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA

A condutividade hidráulica exprime a maior ou menor facilidade com que a água percola em um meio poroso, e é função das características do meio, como porosidade, tamanho, forma e arranjo dos grãos, conexões entre os poros, e das características do fluido percolante, como densidade e viscosidade.

Existem, na literatura, vários métodos para a quantificação desse parâmetro, e cada um deles baseia-se em princípios físicos distintos, possuindo, dessa forma, especificidades próprias para cada método. Alguns desses métodos fornecem valores da condutividade hidráulica a partir de formulações matemáticas (Hazen, 1911 *in* Fetter, 2001; Hazen modificado por Lange, 1958 *in* Kresic, 1997; Kozeny, *in* Kresic, op.cit; Breyer *in* Kresic, op.cit.).

Nesse trabalho foram utilizados dois métodos distintos para a determinação desse parâmetro hidrodinâmico, sendo um direto, através da utilização do permeâmetro de carga constante, e o outro indireto, por meio de formulações empíricas baseadas em dados granulométricos e índices físicos dos sedimentos, como serão vistos nos itens a seguir.

### 2.3.1 – PERMEÂMETRO DE CARGA CONSTANTE

O permeâmetro é um aparelho utilizado para medir a condutividade de fluidos em meios porosos. Os dois principais tipos de permeâmetros para análises laboratoriais são o permeâmetro de carga variável e o permeâmetro de carga constante, ambos baseados nos princípios da Lei de Darcy.

Segundo Head (1982), o permeâmetro de carga variável é indicado para a medição da condutividade hidráulica de solos com permeabilidades intermediárias ou baixas (siltes e argilas).

Devido à natureza arenosa das amostras estudadas, optou-se pelo uso do permeâmetro de carga constante.

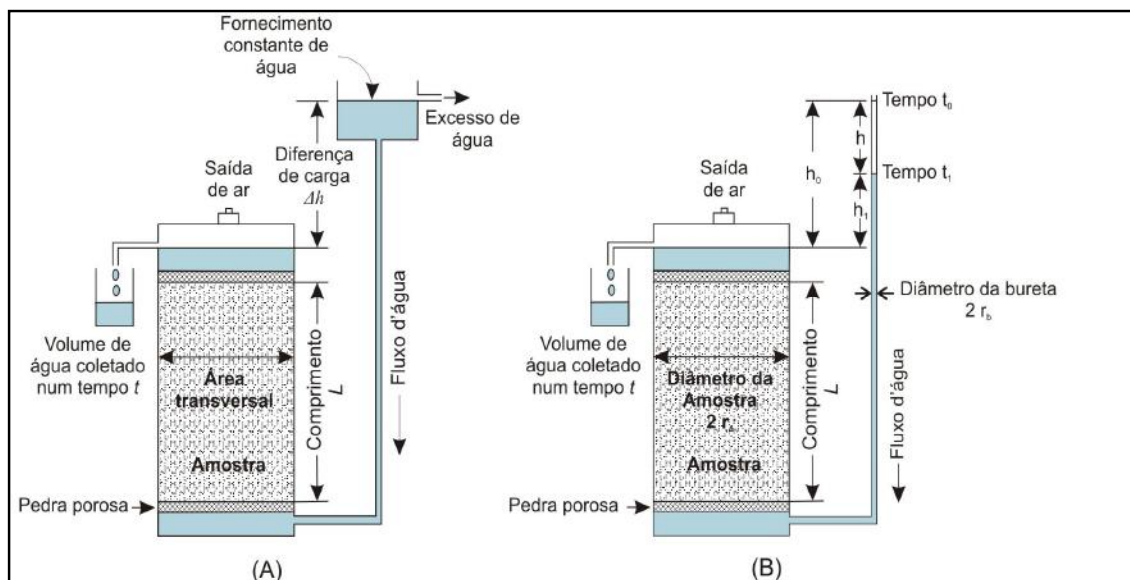


Figura 2.5. Esquema de um permeâmetro: (A) de carga constante e (B) de carga variável (adaptado de Kresic, 1997).

Segundo Kresic (1997), a equação geral da continuidade do fluxo hidráulico, que resulta do princípio de conservação de massa, é dada por:

$$Q = v_1 \cdot A_1 = v_2 \cdot A_2 = cte \quad (2.5)$$

Essa equação demonstra que a vazão  $Q$  [ $L^3/T$ ] através das áreas seccionais  $A_1$  e  $A_2$  [ $L^2$ ], por onde percola o fluido, é a mesma. As velocidades médias de fluxo através de seções perpendiculares 1 e 2 são  $v_1$  e  $v_2$  [ $L/T$ ], respectivamente. Portanto, a partir da equação 2.5, podemos expressar a velocidade de fluxo da seguinte forma:

$$v = \frac{Q}{A} \quad (2.6)$$

Relacionando-se as equações 2.4 e 2.6, temos uma outra forma da Equação de Darcy:

$$v = K \frac{\Delta h}{L} \quad (2.7)$$

Segundo essa equação, a velocidade de fluxo do fluido é proporcional à razão entre a carga hidráulica ( $\Delta h$ ) e a distância  $L$ , chamada de gradiente hidráulico ( $i$ ).

$$i = \frac{\Delta h}{L} \quad (2.8)$$

Relacionando-se as equações 2.7 e 2.8 temos:

$$v = K.i \quad (2.9)$$

A equação 2.9 é, então, usada para determinar a condutividade hidráulica da amostra:

$$K = \frac{v}{i} \quad (2.10)$$

### 2.3.2 – MÉTODOS EMPÍRICOS

Os dados obtidos em curvas granulométricas e em ensaios de caracterização de sedimentos podem ser utilizados em fórmulas empíricas para a estimativa da condutividade hidráulica de pequenas amostras pontuais.

Antes da aplicação dessas fórmulas, devem-se levar em conta os limites de aplicação de cada método. Métodos diferentes aplicados a uma mesma amostra podem apresentar resultados bastante divergentes, visto que determinadas fórmulas foram desenvolvidas utilizando-se materiais e condições específicas, limitando, dessa forma, a sua utilização.

As fórmulas utilizadas nesse estudo são derivadas da equação geral da condutividade hidráulica usada para expressar a maioria das equações empíricas de uso corrente em Hidrogeologia (Kresic, 1997):

$$K = \frac{g}{\nu} C f(\eta) d_e^2 \quad (2.11)$$

onde:

$K$  = condutividade hidráulica [L/T]

$g$  = aceleração gravitacional [L/T<sup>2</sup>]

$\nu$  = viscosidade cinemática do fluido [L<sup>2</sup>/T]

$C$  = coeficiente dependente de diversos parâmetros do meio poroso, tais como forma do grão, estrutura, heterogeneidade, etc. [adimensional].

$f(\eta)$  = função da porosidade  $\eta$  [adimensional]

$d_e$  = tamanho efetivo do grão [L]

Desta forma, faz-se necessário definir algumas variáveis utilizadas nas formulações a seguir, tais como:

- tamanho efetivo do grão ( $d_e$ ): geralmente é considerado como igual ao  $d_{10}$ , que, na curva granulométrica, corresponde ao diâmetro da peneira que permite a passagem de 10% dos grãos de uma amostra, restando, portanto, 90% dos mesmos. O tamanho efetivo dos grãos expressa a permeabilidade equivalente de um material poroso, e o que realmente determina essa permeabilidade são os 10% dos grãos de menor granulometria, que preenchem os espaços entre os grãos maiores.

- coeficiente de uniformidade ( $U$ ): indica o grau de seleção dos grãos de uma amostra, através da razão  $U = \frac{d_{60}}{d_{10}}$ . Quanto menor o coeficiente, mais uniforme, ou mais bem selecionada é a amostra, uma vez que não há uma grande dispersão no tamanho dos grãos. Um número arbitrário para uma amostra bem-selecionada é  $U < 5$  (Kresic, 1997).

### 2.3.2.1 – EQUAÇÃO DE HAZEN

A primeira tentativa de se relacionar permeabilidade intrínseca com tamanho efetivo dos grãos foi apresentada por Hazen em 1911 (Fetter, 2001), através da fórmula:

$$K = C d_{10}^2 \quad (2.12)$$

onde:  $C$  = coeficiente baseado na Tabela 2.1.

*Tabela 2.1. Coeficiente  $C$  para cálculo da condutividade hidráulica segundo aproximação de Hazen (Fetter, 2001).*

Tipo de sedimento	Coeficiente $C$
Areia muito fina, mal-selecionada.	40 – 80
Areia fina com muitos finos	40 – 80
Areia média, bem-selecionada.	80 – 120
Areia grossa, mal-selecionada.	80 – 120
Areia grossa, bem-selecionada, limpa.	120 – 150

Em 1959 essa equação foi modificada por Lange (*apud* Kresic, 1997), que introduziu a porosidade efetiva ( $\eta_e$ ), e variáveis do fluido na equação, obtendo-se a condutividade hidráulica a partir da seguinte fórmula:

$$K = \frac{g}{\nu} C_h f(\eta_e) d_{10}^2 \quad (2.13)$$



onde:

$$C_h = 6 \times 10^{-4}$$

$$f(\eta_e) = [1 + 10(\eta_e - 0,26)]$$

Segundo Kresic (*op. cit.*), a equação de Hazen e Hazen modificado por Lange são aplicáveis a sedimentos com coeficiente de uniformidade menor que 5 ( $U < 5$ ) e tamanho efetivo dos grãos entre 0,1 e 3,0 mm ( $0,1 < d_{10} < 3,0$  mm).

### 2.3.2.2 – EQUAÇÃO DE KOZENY

A equação de Kozeny é indicada para o cálculo da condutividade hidráulica de areias grossas, e pode ser descrita como:

$$K = \frac{g}{V} C_k f(\eta_e) d_{10}^2 \quad (2.14)$$

onde:

$$C_k = 8,3 \times 10^{-3}$$

$$f(\eta_e) = \frac{n_e^3}{(1 - n_e)^2}$$

### 2.3.2.3 – EQUAÇÃO DE BREYER

A equação de Breyer é definida como:

$$K = \frac{g}{V} C_b d_{10}^2 \quad (2.15)$$

onde:

$$C_b = 6 \times 10^{-4} \log \frac{500}{U}$$

Essa fórmula expressa a condutividade hidráulica em função do coeficiente de uniformidade, e não da porosidade, como nas equações anteriores. Ela é aplicável para  $1 < U < 20$  e  $0,06 \text{ mm} < d_{10} < 0,6 \text{ mm}$ , o que a torna útil para a análise de meios porosos heterogêneos, com má seleção dos grãos.

## 2.4 – PERMEABILIDADE INTRÍNSECA

A permeabilidade intrínseca expressa a permeabilidade do solo, em unidade de área, independentemente da natureza do fluido percolante (Monicard, 1980).

Segundo Kresic (1997), a relação entre permeabilidade ( $k$ ) e condutividade hidráulica ( $K$ ) é dada pela expressão:

$$k = K \frac{\mu}{\rho g}$$

(2.16) onde:  $\mu$  = viscosidade dinâmica do fluido [M/L.T]

$\rho$  = massa específica do fluido [M/L<sup>3</sup>]

$g$  = aceleração da gravidade [L/T<sup>2</sup>]

Viscosidade dinâmica ( $\mu$ ) e densidade ( $\rho$ ) relacionam-se através da viscosidade cinemática ( $\nu$ ) da seguinte forma:

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} \quad (2.17)$$

Inserindo a viscosidade cinemática na equação (3.11) obtemos:

$$k = K \frac{\nu}{g}$$

(2.18)

Embora a unidade indicada seja uma unidade de área, utiliza-se comumente a unidade *darcy* para quantificar a permeabilidade, segundo a conversão:

$$1 \text{ darcy} = 9,87 \times 10^{-9} \text{ cm}^2$$

A figura 2.6 mostra o comportamento da viscosidade cinemática em função da temperatura.

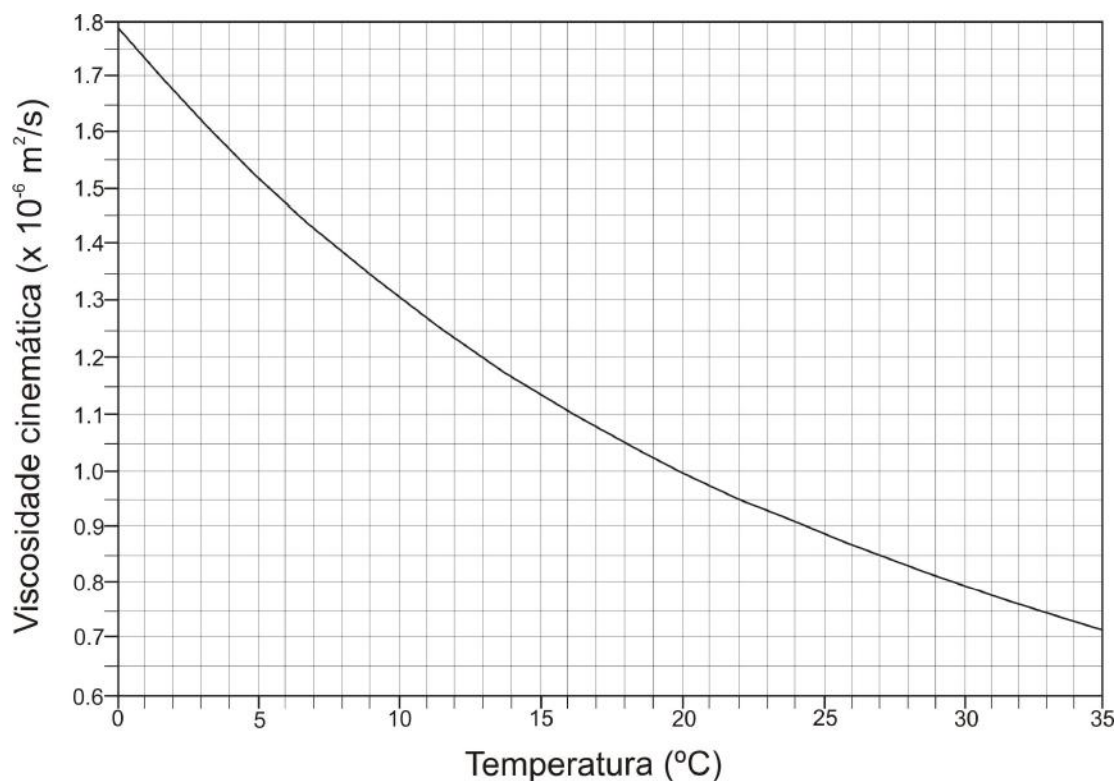


Figura 2.6. Efeito da temperatura sobre a viscosidade cinemática (Modificado de Kresic, 1997).

A Tabela 2.2 mostra alguns exemplos de intervalos de permeabilidade intrínseca e de condutividade hidráulica para alguns materiais inconsolidados.

Tabela 2.2. Faixa de valores de permeabilidade intrínseca e de condutividade hidráulica de alguns materiais inconsolidados (modificado de Fetter, 2001).

Material	Permeabilidade Intrínseca [darcys]	Condutividade Hidráulica [cm/s]
Argila	$10^{-6} - 10^{-3}$	$10^{-9} - 10^{-6}$
Silte, silte arenoso, areia argilosa	$10^{-3} - 10^{-1}$	$10^{-6} - 10^{-4}$
Areia siltosa, areia fina	$10^{-2} - 1$	$10^{-5} - 10^{-3}$
Areias bem-selecionadas	$1 - 10^2$	$10^{-3} - 10^{-1}$
Cascalho bem-selecionado	$10 - 10^3$	$10^{-2} - 10^{-1}$

## 2.5 - REGIMES DE FLUXO

Para se determinar a natureza do escoamento, utilizam-se os limites definidos pelo número de Reynolds ( $Re$ ). Um escoamento é dito laminar quando as moléculas de água movem-se através de linhas de fluxo paralelas. Em escoamentos turbulentos, as moléculas de água movem-se em trajetórias erráticas, sem um padrão definido (Figura 2.7).

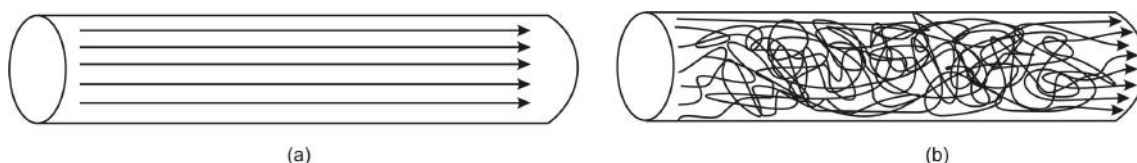


Figura 2.7. Trajetória das moléculas de água em: (a) fluxo laminar (b) fluxo turbulento (modificado de Fetter, 2001).

Para fluxo em tubulações, o número de Reynolds é definido pela equação que se segue:

$$R_e = \frac{v \cdot d \cdot \rho}{\mu} \quad (2.19)$$

onde:

$v$  = velocidade do fluxo [L/T]

$d$  = diâmetro médio das partículas do meio [L]

$\rho$  = densidade do fluido [M/L<sup>3</sup>]

$\mu$  = viscosidade dinâmica do fluido [M/T.L]

Já em meios porosos, a Equação de Reynolds é dada por:

$$Re = \frac{q \cdot d_{50}}{v} \quad (2.20)$$

onde:

$q$  = velocidade de Darcy ou velocidade aparente do fluxo [L/T]

$d_{50}$  = diâmetro médio dos grãos [L]

$\nu = \mu/\rho$  = viscosidade cinemática do líquido [ $L^2/T$ ]

Fluxos laminares possuem número de Reynolds situados em um intervalo menor que 1 até 10. Já os fluxos turbulentos variam de 60 (Schneebelli, 1955 *apud* Fetter, 2001) a 600 (Hubbert, 1956 *apud* Fetter, *op. cit.*).

## 2.6 - VALIDADE DA LEI DE DARCY

A Lei de Darcy só é válida em experimentos cujo escoamento de água se dá sob regime laminar e onde há uma relação linear entre a velocidade de Darcy e o gradiente hidráulico. Da mesma forma, a Lei de Darcy pressupõe que não há reação entre o fluido e a rocha ou solo, e que há somente um fluido presente no material, haja vista que há a redução da permeabilidade quando ocorrem essas reações e quando há várias fases presentes (Monicard, 1980).

Em condições não-darcinianas, experimentos demonstram que na medida em que a vazão específica aumenta, a sua relação com o gradiente hidráulico desvia-se gradualmente da relação linear expressa pela Lei de Darcy, conforme Figura 2.8.

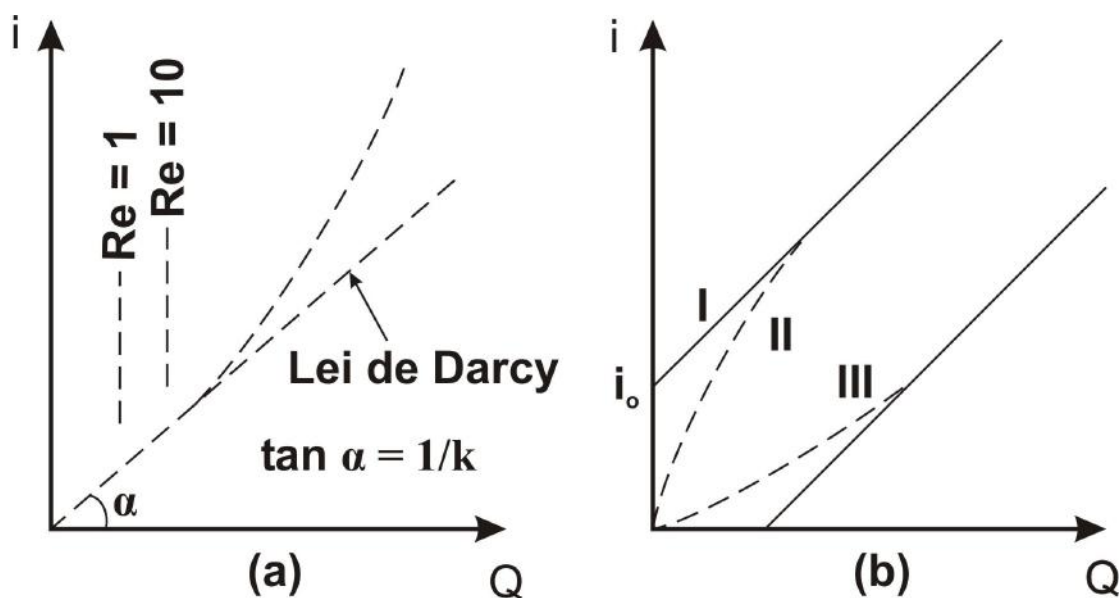


Figura 2.8. Relação experimental entre a vazão específica e o gradiente hidráulico (a) na areia e (b) em argilas (modificado de Bear, 2005).

Segundo Head (1982), quando a velocidade do fluxo excede um determinado valor crítico, tem-se turbulência, e a Lei de Darcy não mais é válida. Se o fluxo for vertical descendente, o arraste friccional da água nas superfícies das partículas de solo tende a comprimi-las umas contra as outras, aumentando dessa forma a pressão entre elas. Por outro lado, se o fluxo for vertical ascendente, o arraste friccional tende a suspender e separar as partículas. O gradiente hidráulico no qual as partículas começam a perder contato é chamado de “gradiente hidráulico crítico” ( $i_c$ ), e é igual à razão entre a densidade de solo submerso ( $\rho^1$ ), e a densidade da água ( $\rho_w$ ), ou:

$$i_c = \frac{\rho^1}{\rho_w} \quad (2.21)$$

A densidade submersa da maioria dos solos é aproximadamente igual à da água; portanto, o gradiente hidráulico crítico geralmente é igual ou próximo a 1,0.

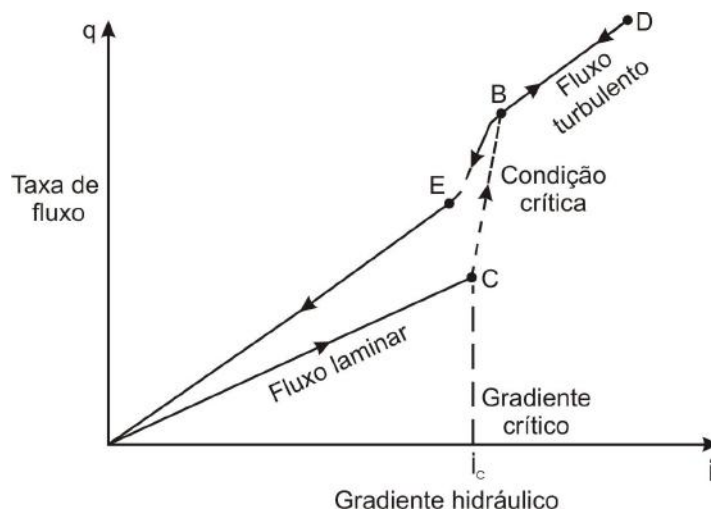


Figura 2.9. Relação entre a taxa de fluxo e o gradiente hidráulico (modificado de Head, 1982).

De acordo com a Figura 2.9, observa-se que da origem do gráfico até o ponto C, o fluxo é darciniano, no qual a taxa de fluxo é diretamente proporcional ao gradiente hidráulico.

A partir do ponto C, a areia entra em um estado de agitação, e a taxa de fluxo aumenta rapidamente até B. Nesse intervalo ocorre a instabilidade das partículas de

solo, e com o aumento da taxa de fluxo, ocorre a liquefação da amostra. Nesse estágio, solo e a água agem como um líquido denso.

Ao aumentarmos o gradiente hidráulico, provocamos novamente um aumento da taxa de fluxo em relação ao gradiente (intervalo BD), mas de maneira mais acentuada que no intervalo OC.

Se o gradiente hidráulico for progressivamente reduzido, a taxa de fluxo é representada pela curva DBEO. Depois de passar de volta pela condição crítica representada por BE, a taxa de fluxo novamente torna-se proporcional ao gradiente, mas o valor de  $K$  é maior que o valor original. Isso indica que, ao passar pela condição crítica, uma mudança irreversível no empacotamento dos grãos de areia ocorreu.

### 3. ÁREA DE ESTUDO

Situada entre as latitudes 27°22' S e 27°50' S e as longitudes 48°35'W e 48°20'W, a Ilha de Santa Catarina compreende a maior parte da área do município de Florianópolis (SC). Estende-se paralelamente à costa continental, possuindo 54 km de comprimento e 18 km de largura, e uma linha de costa bastante recortada, com 172 km lineares, totalizando uma área territorial de 436,5 km<sup>2</sup>. A leste é banhada pelo Oceano Atlântico, e a oeste pelas baías norte e sul, que se comunicam por um estreito de 500 metros de largura, onde se situam as pontes que fazem a ligação da ilha com o continente.

A Fazenda Ressacada localiza-se na porção sudoeste da ilha, no distrito de Ribeirão da Ilha, numa área adjacente ao Aeroporto Internacional Hercílio Luz, como pode ser observado no mapa da Figura 3.1.



Figura 3.1. Mapa de localização da Fazenda Ressacada (Lage, 2005).



### 3.1 – CONTEXTO GEOLÓGICO

A geologia da Ilha de Santa Catarina é representada pelo embasamento cristalino ou Escudo Catarinense, compreendendo granitos e granitóides pré-cambrianos, além de rochas sub-vulcânicas e vulcanoclásticas paleozóicas, e uma diversificada cobertura sedimentar holocênica, de acordo com o mapa geológico da Figura 3.2.

Em nível local, em toda a área de estudo, o arcabouço é constituído pela Suíte Intrusiva Pedras Grandes (PSypgb), representada pelo Granito Florianópolis, caracterizado por granitos róseos a cinza-claros, granulação bastante variável, desde fina até grosseira, textura equigranular, geralmente isotrópicos, localmente com deformação clástica superimposta.

Em algumas porções isoladas do embasamento cristalino, notadamente a oeste e a sul, encontra-se a Formação Cambirela ( $\in$  Ca), descrita por Coitinho, Fernandes e Issler (1981) *apud* Pires *et al* (1997), como sendo constituída por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de composição ácida que ocorrem sob a forma de derrames, diques de riolito e pequenos *stocks* de granitos porfíricos.

Na área da Fazenda Ressacada propriamente dita, predominam depósitos pleistocênicos e holocênicos. Os primeiros são sedimentos colúvio-alúvio-eluviais, constituídos, geralmente, por uma alternância de níveis ou lentes arenosas e argilosas, mal-selecionados, com a presença freqüente de seixos e calhaus, apresentando estratificação cruzada, acamamento gradacional e estruturas de colapso (QPm e QPca). Encontram-se recobertos pelos depósitos holocênicos, caracterizados por sedimentos marinhos litorâneos (QHm), constituídos por: areias bem-selecionadas de cores claras, creme a amareladas; sedimentos de baías e lagunas (QHI), caracterizados por areias siltico-argilosas, mal selecionadas, com laminação plano-paralela incipiente, cores em tons de cinza a creme, frequentemente ricas em matéria orgânica de caráter flúvio-lagunar; e sedimentos argilo-siltico-arenosos (QHmg) contendo matéria orgânica, localizados no entorno da Fazenda, sendo típicos de mangues.

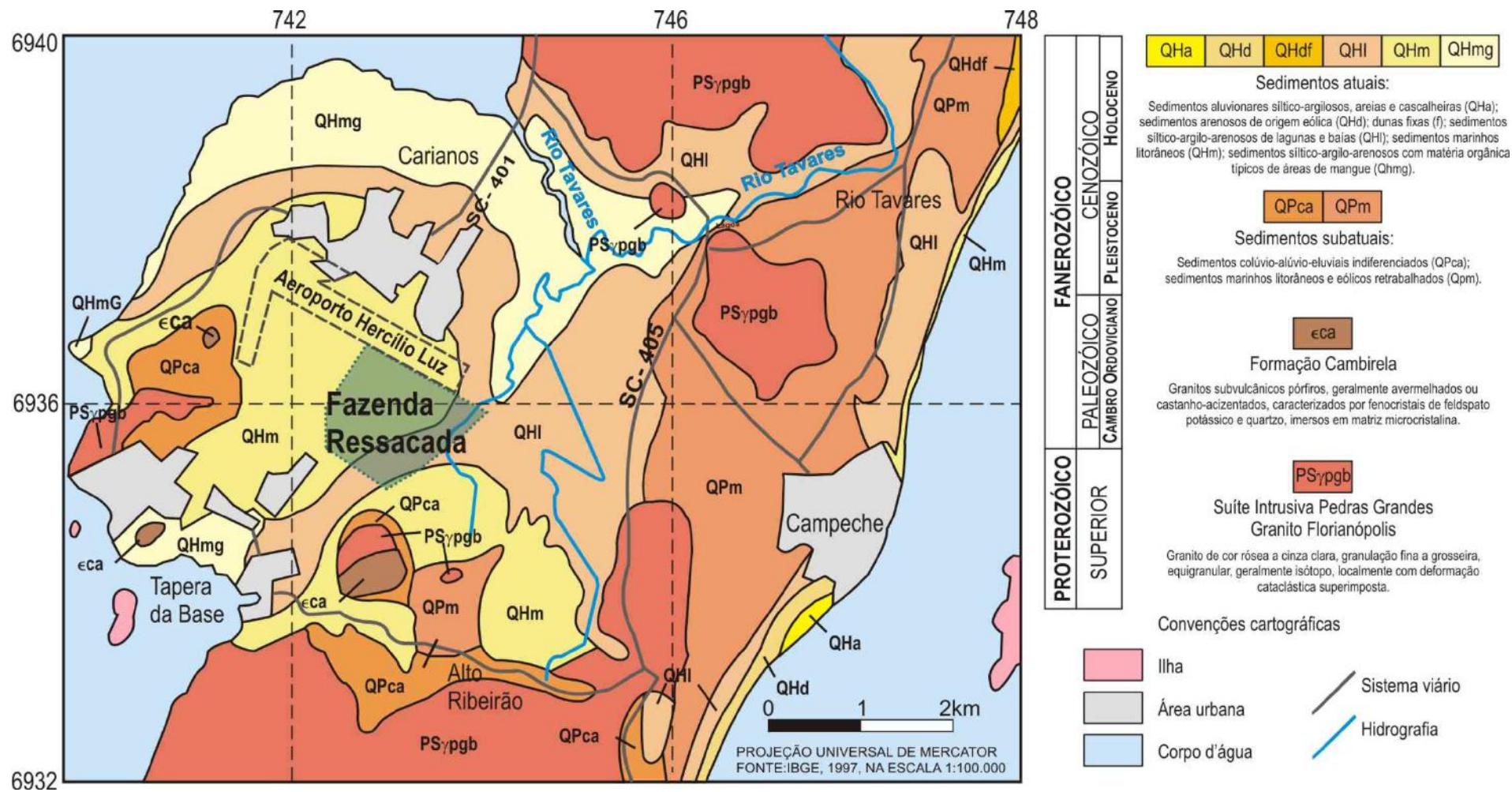


Figura 3.2. Mapa geológico da porção central da Ilha de Santa Catarina, Florianópolis, SC (modificado de IPUF/PMF, 2004 in Lage, 2005).

### 3.2 – CONTEXTO FISIAGRÁFICO

Segundo os critérios de Köppen, a classificação climática da região de Florianópolis, é do tipo *Cfa*, situada em zona intermediária subtropical, pertencente ao grupo mesotérmico úmido (PMF, 2005).

A precipitação é bem distribuída durante todo o ano, não havendo, pois, uma estação seca. A precipitação média anual é de 1521 mm, sendo a média dos meses de janeiro a março igual a 160 mm mensais, e a média do período de abril a dezembro igual a 100 mm mensais. As precipitações mais baixas ocorrem de junho a agosto.

A evaporação média anual é de 1019 mm, sendo os extremos os meses de dezembro, com 106,7 mm, e junho, com 64,8 mm. Dessa forma há bons índices de excedentes hídricos durante todo o ano.

A média anual de temperatura é de 20,4° C, sendo fevereiro o mês mais quente, com média de 24,5° C, e julho o mês mais frio, com média de 16,4° C.

A umidade relativa do ar é alta e sua média anual é igual a 82%, sendo que o índice de insolação representa 46% do total possível, indicando que em mais da metade do ano o sol permanece encoberto.

A vegetação da área de estudo é classificada como Floresta da Planície Quaternária, e é caracterizada por uma vegetação de mata que raramente ultrapassa 15 metros de altura, devido ao seu desenvolvimento limitado pelas condições desfavoráveis do solo no que concerne à baixa concentração de nutrientes, elevada acidez e alta concentração de alumínio (IPUF/PMF, 2004).

A nordeste da Fazenda Ressacada há o mangue do Rio Tavares, que é um dos oito mangues de maior importância regional das Baías Norte e Sul (PMF, 2005).

Em relação à pedologia (Figura 3.3), a área de estudo está inserida numa associação complexa de areias quartzosas hidromórficas álicas, podzol hidromórfico álico, e gleissolo eutrófico (AQH3), com matéria orgânica associada. As profundidades desses solos arenosos variam de 1,0 a 3,0 metros, e encontram-se constantemente encharcados pela presença do lençol freático próximo à superfície. (IPUF/PMF, 2004).

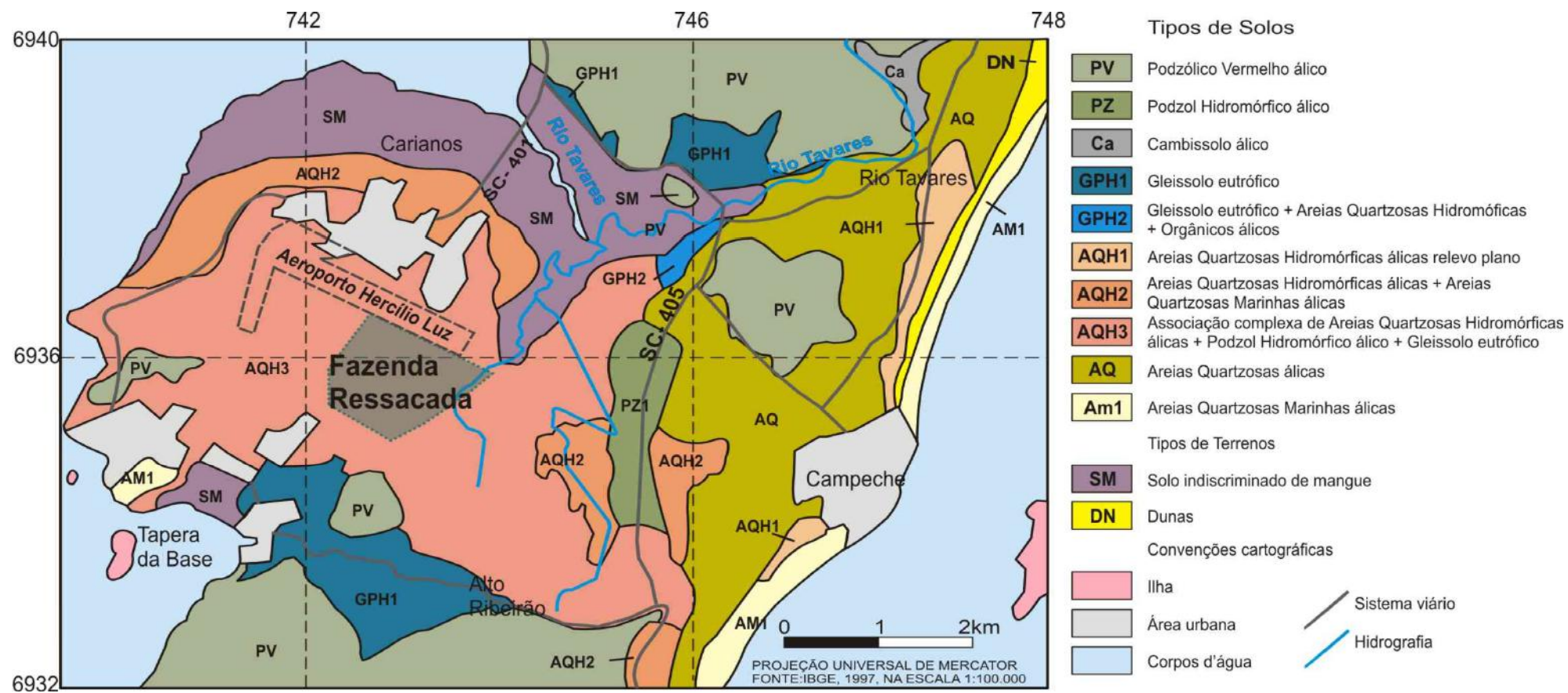


Figura 3.3. Mapa de solos da porção central da Ilha de Santa Catarina, Florianópolis, SC (modificado de IPUF/PMF, 2004 in Lage, 2005).

Quanto aos aspectos geomorfológicos, nas adjacências da Fazenda Ressacada ocorrem as Unidades Geomorfológicas Serras do Leste Catarinense e Planícies Marinhas. Segundo Rosa (1997), a Unidade Geomorfológica Serras do Leste Catarinense é representada por uma seqüência de elevações paralelas e/ou subparalelas, com suas cristas orientadas, majoritariamente, no sentido NE-SW. Essa orientação se dá segundo antigas zonas de fraturas no embasamento, ou ainda segundo falhas mais jovens relacionadas ao rifteamento do Atlântico Sul.

Os modelados que compõem a Unidade Geomorfológica Planícies Marinhas apresentam descontinuidade espacial determinada pela presença de relevos mais elevados, talhados em rochas graníticas, que constituem a Unidade Serras do Leste Catarinense. As formas de relevo ocorrentes são resultantes da retificação da linha de costa a partir do Holoceno, efetuadas pela ação das variações eustáticas e favorecida pela presença de inúmeras ilhas e pontais rochosos, que além de se constituírem área-fonte de sedimentos, serviam também de ponto de amarração da sedimentação extensiva que afetou o litoral durante o Holoceno.

Segundo o mapa geomorfológico da Figura 3.4, a Fazenda Ressacada encontra-se inserida em um terraço marinho (Atm) pertencente à Unidade Geomorfológica Planícies Marinhas, descrita por Rosa (*op.cit.*) como um domínio geomorfológico plano, levemente inclinado para o mar, apresentando, geralmente, ruptura de declive em relação às áreas contíguas. Localmente ocorrem setores deprimidos com deficiências de drenagem, formando lagoas nos períodos de precipitação pluviométrica mais abundante.

Outro domínio geomorfológico importante na região é a planície de maré, caracterizada como uma área plana, levemente inclinada em direção ao mar, localizada junto à foz dos rios, periodicamente inundada pelo ingresso de água do mar em decorrência das marés. Nesses locais há a deposição de materiais finos e o desenvolvimento de vegetação típica de manguezais.



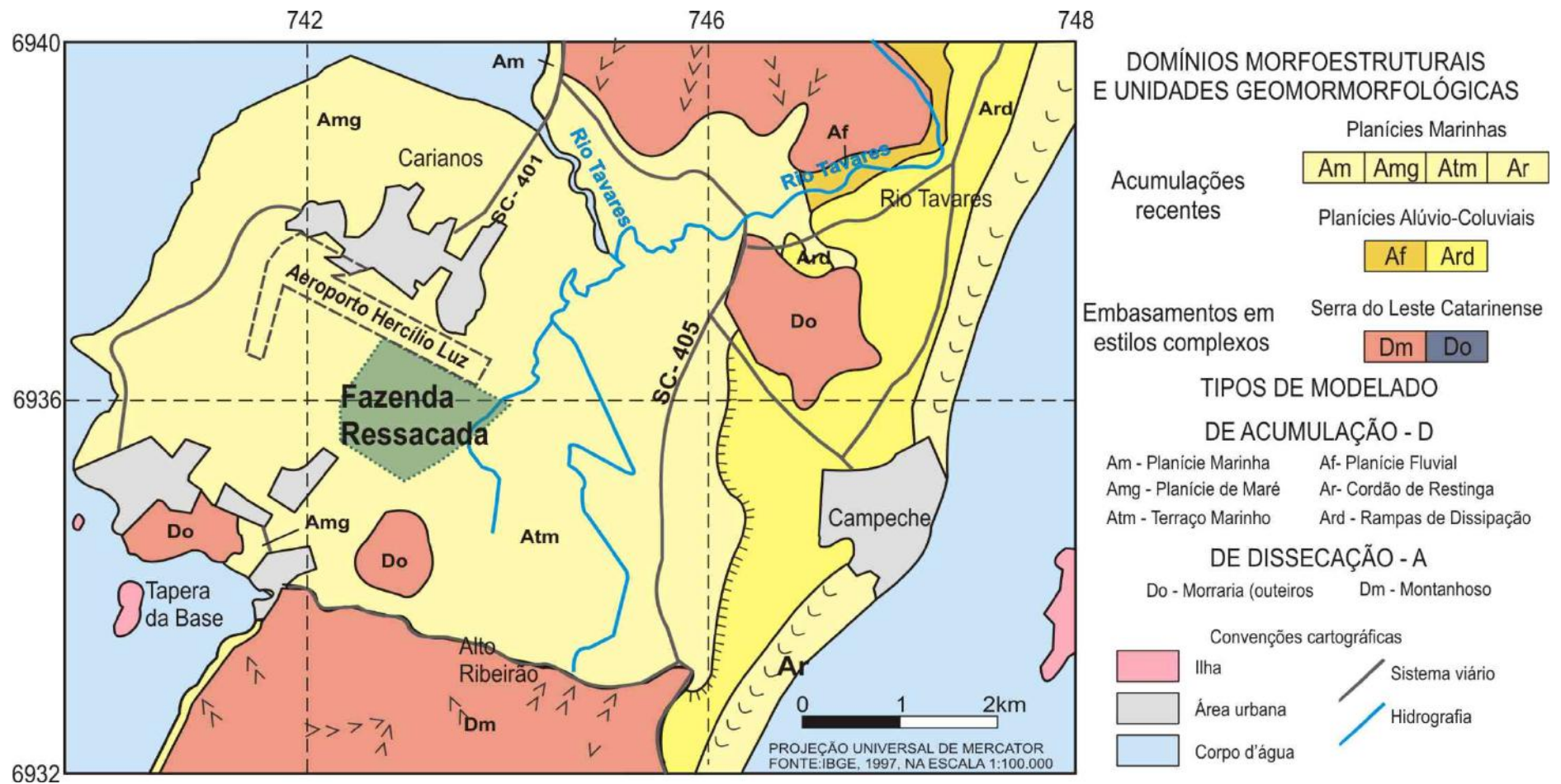


Figura 3.4. Mapa geomorfológico da porção central da Ilha de Santa Catarina, Florianópolis, SC (modificado de IPUF/PMF, 2004 in Lage, 2005).

## 4 – METODOLOGIA

Para a caracterização física dos sedimentos da área, foram realizados diversos ensaios nos laboratórios de Mecânica de Solos e de Pedologia do Departamento de Geologia da UFRJ.

No intuito de se obter a condutividade hidráulica dos sedimentos, utilizou-se um permeâmetro de carga constante e as formulações empíricas de Hazen, Hazen (modificado por Lange), Kozeny e Breyer.

### 4.1 – COLETA DE AMOSTRAS

No intuito de se realizar ensaios de determinação da condutividade hidráulica em amostras deformadas e indeformadas, procedeu-se a coleta das amostras através de sondagens a trado manual.

As amostras deformadas são utilizadas em ensaios de caracterização física de sedimentos, a fim de se obter dados necessários à aplicação dos métodos empíricos. Essas amostras foram retiradas de furos de sondagem localizados em pontos adjacentes aos de coleta das amostras indeformadas, em profundidades iguais, de modo que se pudessem realizar comparações diretas entre os valores de condutividade hidráulica obtidos a partir dos diferentes métodos.

*Tabela 4.1. Profundidade de coleta das amostras.*

<i>Número da amostra</i>	<i>Profundidade [m]</i>
1	0,40
2	0,40
3	0,40
4	0,35
5	0,40
6	0,40
7	0,40
8	0,45
9	0,50

As amostras indeformadas, por sua vez, são utilizadas em ensaios com o permeâmetro de carga constante. O procedimento de coleta dessas amostras consistiu na realização de sondagens com trado manual de copo até se atingir a profundidade de coleta desejada. A seguir, substitui-se a ponteira do trado por outra contendo um amostrador cilíndrico de aço inoxidável cravado na sua extremidade. A sondagem prosseguiu até o amostrador ser totalmente preenchido por sedimentos indeformados. Esse amostrador é posteriormente inserido no permeâmetro de carga constante.

Após a retirada *in situ* das amostras indeformadas, as mesmas foram revestidas por filme de PVC, papel alumínio e plástico-bolha (plástico com bolhas de ar), e acondicionadas numa caixa de isopor, para que as características de campo, tais como umidade, porosidade e grau de compactação, fossem preservadas. As amostras deformadas, por sua vez, foram acondicionadas em sacos plásticos dentro da caixa de isopor.

#### **4.2 – ENSAIOS FÍSICOS**

Para a obtenção dos parâmetros necessários à caracterização dos sedimentos e determinação da condutividade hidráulica por meio dos métodos empíricos, realizaram-se os seguintes ensaios:

- análise granulométrica, segundo norma DNER – ME 051/94;
- teor de umidade, segundo norma DNER – ME 213/94;
- densidade real dos grãos, segundo norma DNER – ME 093/94;
- porosidade total, obtida a partir do teor de umidade e densidade real dos grãos (Head, 1980).

Todos esses ensaios foram realizados no Laboratório de Mecânica de Solos do Departamento de Geologia da UFRJ.

Além desses, foram realizados no Laboratório de Pedologia da UFRJ, ensaios de difratometria de raios-X em duas amostras de camadas mais argilosas. As amostras foram coletadas em um mesmo furo de sondagem compreendendo intervalos de profundidades distintos. Este se localiza em um ponto próximo aos de coleta das amostras deformadas/ indeformadas utilizadas nesse trabalho. Essa e outras sondagens de mesma natureza objetivaram descrições estratigráficas da área



de estudo, bem como a instalação de poços de monitoramento utilizados em estudos de caracterização hidrodinâmica do aquífero livre. Embora sejam estudos notadamente relevantes ao “Projeto Ressacada”, os mesmos encontram-se fora do escopo do presente trabalho.

A metodologia empregada na preparação das lâminas seguiu as normas utilizadas no Laboratório de Via Úmida do Setor de Geologia de Engenharia e Ambiental do Departamento de Geologia da UFRJ (Polivanov, 2003).

As lâminas referentes às duas amostras foram confeccionadas a partir da fração argila, e orientadas pelo método do esfregaço (Theisen & Harvard, 1962). Para cada amostra foram feitas uma lâmina-guia, uma glicolada e uma aquecida. Essas lâminas foram levadas ao difratômetro Rigaku – Termoflex, com velocidade de 1°/min, ddp de 40 kV, 30 mA, contendo um contador proporcional, filtro de níquel e tubo de cobre, que forneceu picos de reflexões suficientes para a identificação dos argilominerais presentes.

A Figura 4.1 apresenta o mapa de localização dos pontos de coleta das amostras deformadas/indeformadas e das amostras que foram utilizadas no estudo dos argilominerais.

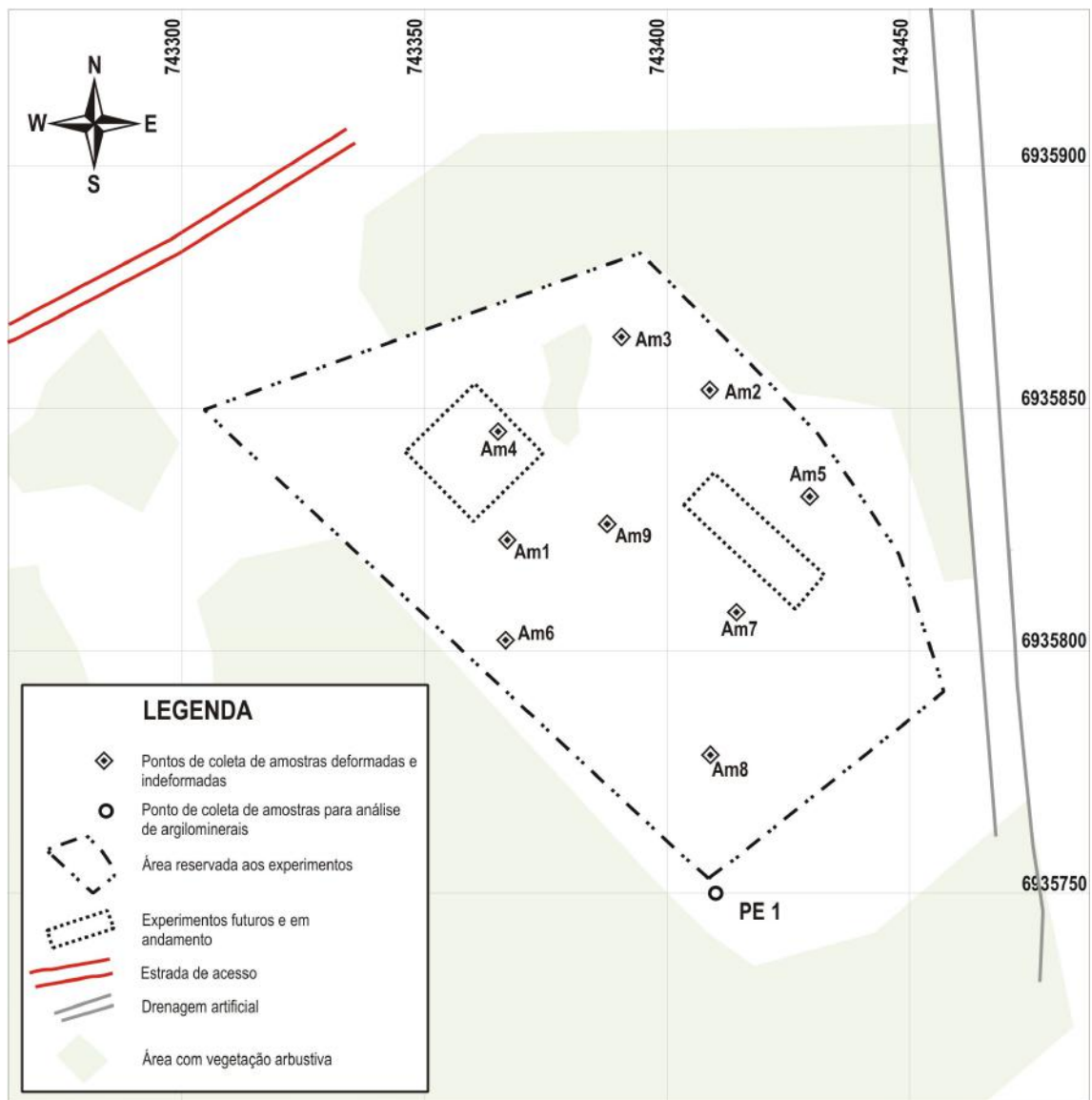


Figura 4.1. Mapa de localização dos pontos de coleta de amostras (modificado de Lage, 2005).

#### 4.3 – PERMEÂMETRO DE CARGA CONSTANTE

O permeâmetro utilizado foi desenvolvido no Laboratório de Hidrogeologia do Departamento de Geologia da UFRJ (HIDROGEO), e foi resultado de modificações no projeto de construção daquele utilizado nos trabalhos de Moraes (2001) e Souza (2002).

O equipamento foi construído de maneira a permitir a saturação de quatro amostras simultaneamente, e pode ser utilizado tanto para ensaios com carga constante quanto para ensaios com carga variável. A seleção do método se dá por



O filtro kitazato é conectado, por meio de uma mangueira, a um manômetro, com escala de fundo de  $2,1 \text{ kgf/cm}^2$  (ou 30 psi), o qual é ligado a uma válvula agulha que regula a pressão do ar comprimido injetado no sistema. Um tubo poly-flo faz a conexão com o reservatório principal para realizar a saturação das amostras.

O reservatório citado é feito em PVC, com parede de 200 mm de espessura, 62 cm de diâmetro interno e 39 cm de altura. Exteriormente, apresenta um tubo de acrílico que indica o nível d'água dentro do reservatório. Possui uma conexão com um reservatório-abastecedor de acrílico na parte superior, e um orifício na parte inferior que funciona como um "ladrão" para a saída do excesso de água no reservatório. A entrada e a saída de água no reservatório principal são controladas por válvulas de fino ajuste. O reservatório principal fica suspenso por um suporte de metal de 42 cm de altura em relação à base do amostrador, a fim de produzir uma diferença de carga hidráulica entre o nível d'água do reservatório e o do amostrador.

Durante a realização do ensaio o compressor é desligado e o orifício da tampa superior é aberto, a fim de que a pressão dentro do reservatório seja igual à atmosférica. O reservatório-abastecedor passa, então, a alimentar o principal, de modo que a carga hidráulica deste permaneça constante.

Um tubo de PVC de  $\frac{3}{4}$ " de diâmetro faz a ligação com as válvulas que selecionam o tipo de ensaio a ser realizado, visto que este equipamento foi projetado tanto para ensaios de carga constante quanto de carga variável. A partir delas saem tubos poly-flo para os amostradores.

O amostrador é uma peça cilíndrica de aço inoxidável, que se encaixa entre duas placas circulares de aço, de modo que o seu topo e a sua base ajustam-se perfeitamente a pedras porosas localizadas no centro das placas. As pedras porosas funcionam como filtros retentores de partículas finas que possam vir a sair da amostra.

Um tubo poly-flo faz a conexão entre o amostrador e a bureta, que faz a medida da vazão da água que sai do permeâmetro.

#### 4.3.2 – PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL

O ensaio inicia-se com a saturação da amostra. Em amostras com teores de finos relativamente altos (percentual de argilas maior que 18%), deve-se utilizar o compressor para proceder à saturação das amostras de maneira mais rápida. Como as amostras utilizadas possuíam baixos teores de finos (média de 7,44%) e tinham aspecto friável, optou-se pela não utilização deste equipamento, tendo-se em vista que pressões aplicadas às amostras, ainda que baixas, poderiam destruir suas estruturas originais. A saturação foi realizada utilizando-se água deionizada, que fluía livremente do reservatório principal com maior potencial hidráulico para os amostradores com menor potencial. O tempo médio de saturação foi de 20 minutos.

Terminada a saturação, estabelece-se um fluxo permanente e constante de água percolando a amostra, mantendo-se a carga hidráulica fixa, através de válvulas que controlam a quantidade de água que abastece o reservatório principal e que sai pelo “ladrão” do mesmo. Para cada carga hidráulica, a vazão ( $Q$ ) é determinada pela medida do volume de água ( $V$ ) que passa pela amostra em um determinado tempo  $t$  ( $Q = V/t$ ). Dada a área basal das amostras ( $A$ ) igual a  $20,4 \text{ cm}^2$ , calcula-se a velocidade de fluxo segundo a equação 2.6.

Para a determinação do gradiente hidráulico, medem-se as alturas das cargas hidráulicas do reservatório principal e do tubo que sai do amostrador, conforme Figura 2.5. Dado que o comprimento da amostra é igual a 5,0 cm, pode-se calcular o gradiente hidráulico a partir da fórmula 3.8, apresentada no item 2.3.1.

Os valores do gradiente hidráulico e da velocidade de fluxo de cada amostra foram plotados em um gráfico velocidade *versus* gradiente hidráulico, o qual é usado para checar a validade da experiência e para calcular a condutividade hidráulica. Esta é obtida a partir do coeficiente angular da reta de melhor ajuste dos pontos do gráfico.

#### 4.4 – MÉTODOS EMPÍRICOS

A partir da curva granulométrica obtida nos ensaios físicos, determina-se a porosidade efetiva ( $\eta_e$ ) através da diferença entre a porosidade total ( $\eta$ ), obtida a partir de relações matemáticas entre o teor de umidade e o grau de saturação, e a retenção específica ( $m_r$ ), conforme equação 4.2. A retenção específica pode ser

estimada pela fórmula de Briggs e Shantz (Johnson, 1967 *apud* Custodio e Llamas, 1983) da seguinte maneira:

$$m_r = 0,03 (\% \text{ peso de areia}) + 0,35 (\% \text{ peso de silte}) + 1,65 (\% \text{ peso de argila}) \quad (4.1)$$

$$\eta_e = \eta - m_r \quad (4.2)$$

Utilizando-se a curva granulométrica e a porosidade efetiva, foi possível determinar a condutividade hidráulica das amostras deformadas a partir das formulações matemáticas de Hazen (1911), Hazen modificada por Lange (1958), Kozeny e Breyer, descritas no item 2.3.2

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 5.1 – ENSAIOS FÍSICOS

Os ensaios granulométricos revelaram amostras essencialmente arenosas, com predominância de areia fina em sua constituição, e alto grau de seleção, com coeficiente de uniformidade  $U$  variando de 1,80 a 2,00. As curvas granulométricas encontram-se no Anexo B, contendo os índices  $d_{10}$ ,  $d_{60}$  e  $U$  de cada amostra.

O teor de finos (porcentagem em peso de silte e argila) variou entre 5,1 e 9,1%, de modo que esses valores não são suficientes para influenciar de maneira significativa na condutividade hidráulica do material amostrado.

Os teores de umidade medidos variaram de 0,80 a 1,50%, sendo a média das 9 amostras igual a 1,07%.

Os ensaios de densidade real dos grãos apresentaram uma média de 2,62, valor bem próximo à densidade real do quartzo (2,65), o que vem a confirmar a natureza quartzosa das amostras.

A porosidade efetiva foi calculada pela diferença entre a porosidade total e a retenção específica. Seus valores variaram de 37,7 a 46,9%, sendo a média das amostras igual a 41,5%.

A Tabela 5.1 apresenta os teores de finos e umidade, densidade real dos grãos e porosidade efetiva para cada uma das amostras, e os seus valores médios.

*Tabela 5.1. Teor de finos e umidade, densidade real dos grãos, e porosidade efetiva das amostras.*

Amostra	Teor de finos [%]	Teor de umidade [%]	Densidade real	Porosidade efetiva [%]
1	9,12	1,40	2,63	37,71
2	8,85	0,90	2,63	43,63
3	6,79	0,90	2,62	39,58
4	7,54	0,90	2,61	39,36
5	8,16	0,80	2,60	40,68
6	7,37	1,00	2,59	41,10
7	7,22	1,10	2,63	42,36
8	6,81	1,10	2,60	42,29
9	5,10	1,50	2,65	46,89
Valor médio	7,44	1,07	2,62	41,51

As duas amostras de camadas mais argilosas coletadas no PE 1, nos intervalos de 0,80 a 1,00 metro, e 2,80 a 3,40 metros de profundidade, estão representadas nos difratogramas de argilas da Figura 5.1, e apresentam os seguintes teores de argilominerais:

- PE1 0,80 a 1,00 metro de profundidade: 48% de caulinita + 17,1% de illita + 34,3% de interestratificado de illita-esmectita; e
- PE 1 2,80 a 3,40 metros de profundidade: 74,8% de caulinita + 12,2% de illita + 13% de interestratificado de illita-esmectita.

Em estudos de contaminação, como o que é realizado na Fazenda Ressacada, é importante atentar para o fato de que o mineral de argila interestratificado de illita-esmectita apresenta uma atividade alta, o que o faz absorver os contaminantes presentes no meio através de trocas catiônicas.

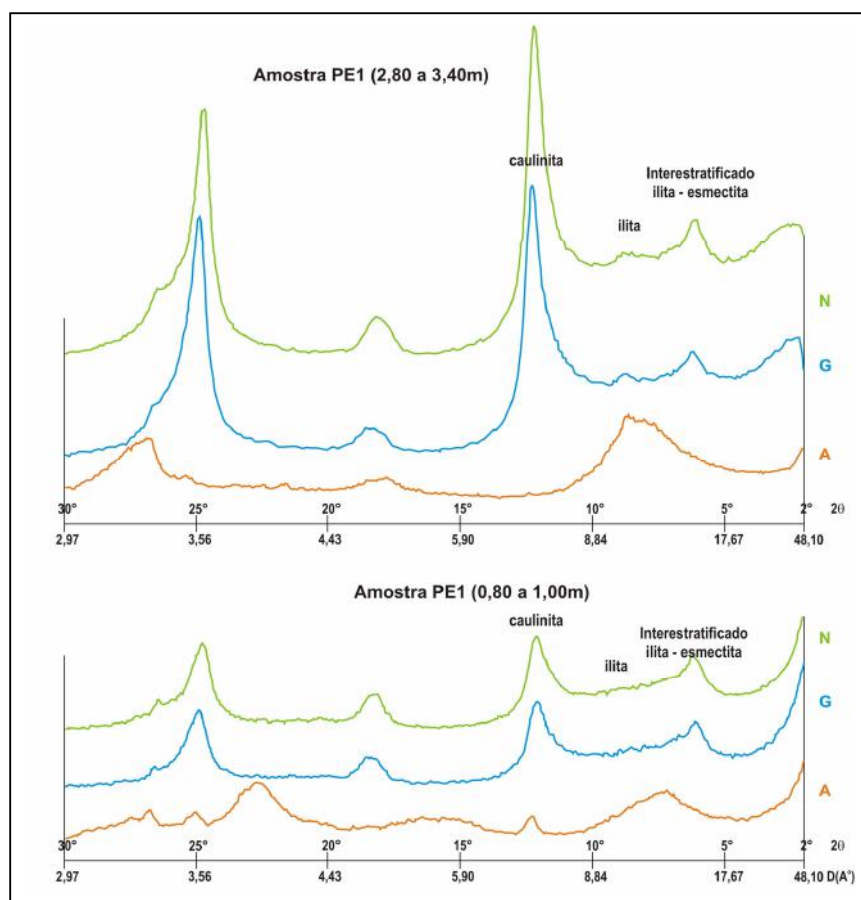


Figura 5.1. Difratogramas de raio-X para análise dos argilominerais das amostras (Lage, 2005).



## 5.2 – ENSAIOS COM O PERMEÂMETRO DE CARGA CONSTANTE

Para cada uma das 9 amostras indeformadas coletadas, foram realizados 14 ensaios, utilizando-se gradientes hidráulicos diferentes, os quais variaram regularmente entre 9,2 e 4,0, sendo este último limitado pelas características construtivas do permeâmetro. Os gradientes hidráulicos foram mantidos elevados, pois foram observadas vazões insignificantes em gradientes abaixo de 4,0, causadas pelas perdas de carga hidráulica ao longo dos tubos conectores.

Apesar dos elevados gradientes hidráulicos, o número de Reynolds variou, para as 9 amostras, entre 0,03 e 0,11, assegurando-se, dessa forma, que todos os ensaios foram realizados em regime de fluxo laminar, que é condição *sine qua non* para a validade da Lei de Darcy. O valor de K médio obtido foi de  $1,1 \times 10^{-3}$  cm/s.

Buscou-se manter a temperatura ambiente a 23° C, visto que foram observadas mudanças na velocidade de fluxo da água nas amostras durante os ensaios devido à variação da viscosidade do fluido, que é diretamente afetado pela mudança na temperatura.

A Tabela 5.2 apresenta os resultados da condutividade hidráulica e o número de Reynolds para cada amostra utilizada, calculados a partir da equação 2.20 apresentada no item 2.5.

Tabela 5.2. Resultados de condutividade hidráulica e número de Reynolds.

Número da amostra	K [cm/s]	Re
1	$7,3 \times 10^{-4}$	0,06
2	$1,6 \times 10^{-3}$	0,13
3	$1,4 \times 10^{-3}$	0,09
4	$3,8 \times 10^{-4}$	0,03
5	$1,4 \times 10^{-3}$	0,11
6	$1,6 \times 10^{-3}$	0,09
7	$5,6 \times 10^{-4}$	0,05
8	$1,6 \times 10^{-3}$	0,10
9	$9,0 \times 10^{-4}$	0,07
Valor médio	$1,1 \times 10^{-3}$	0,08

A Figura 5.2 apresenta, de maneira comparativa, os resultados dos ensaios realizados para as 9 amostras indeformadas, ressaltando as pequenas heterogeneidades entre as amostras utilizadas. Os gráficos de velocidade de fluxo *versus* gradiente hidráulico de cada amostra encontram-se presentes no Anexo C. Deve-se atentar para o fato de que os ensaios realizados nas amostras 3,6 e 8 apresentaram um comportamento semelhante ao descrito por Head (1982) nas Figuras 2.8 e 2.9, respectivamente, onde o fluxo deixa de ser laminar para se tornar turbulento, conforme situação idealizada na Figura 5.4.

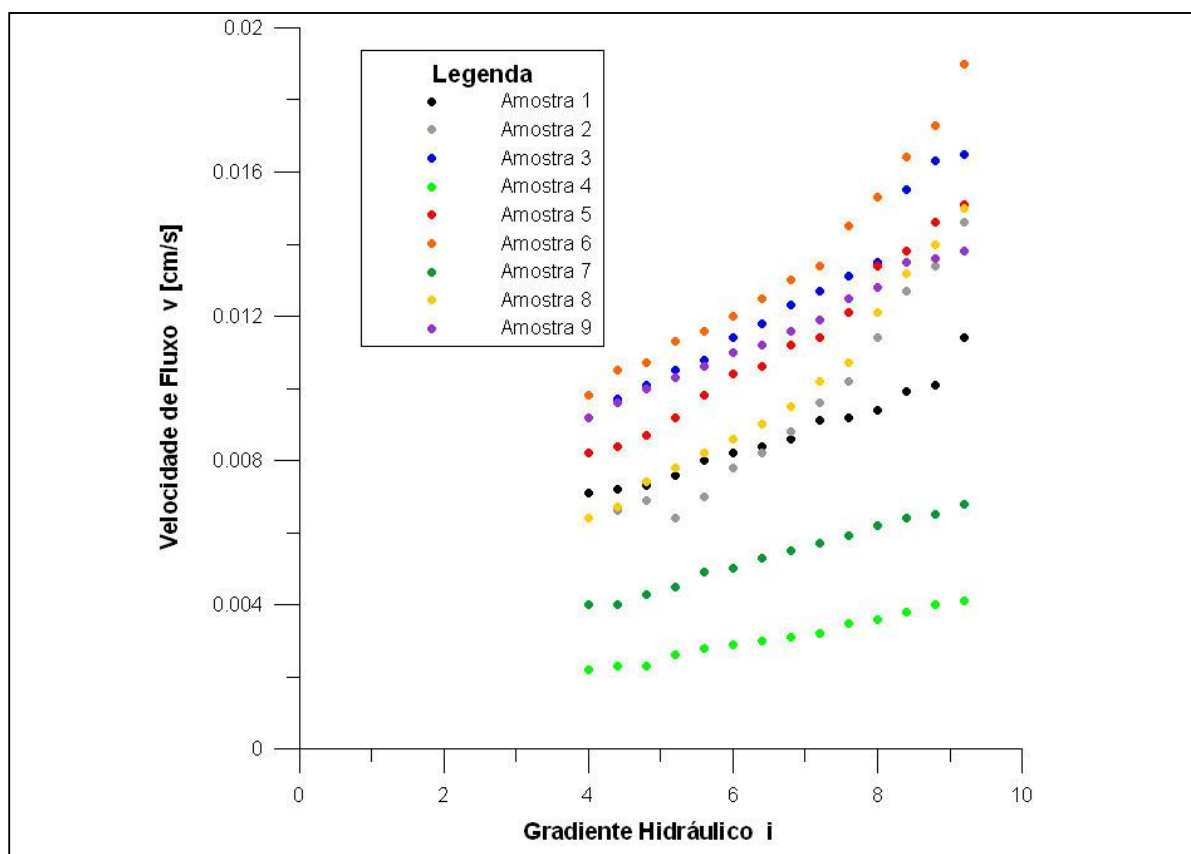


Figura 5.2. Gráfico  $v \times i$  comparativo das 9 amostras indeformadas ressaltando pequenas heterogeneidades entre as amostras.

### 5.3 – MÉTODOS EMPÍRICOS

Os dados necessários aos cálculos, tais como porosidade efetiva, diâmetro efetivo dos grãos ( $d_{10}$ ), e coeficiente de uniformidade  $U$  foram obtidos a partir dos ensaios de caracterização física das amostras.

A viscosidade cinemática varia conforme mudanças na temperatura da água. Por essa razão, esse parâmetro foi referenciado para uma temperatura de 23° C, a fim de se fazer comparações diretas com os ensaios realizados com o permeâmetro de carga constante, os quais foram realizados nessa temperatura.

As variáveis e as tabelas utilizadas no cálculo da condutividade hidráulica por meio de formulações matemáticas encontram-se no Anexo D.

Cada um dos métodos empíricos utilizados é indicado para um determinado tipo de sedimento e possui limites de aplicação específicos. Por essa razão, diferentes métodos aplicados às mesmas amostras podem produzir resultados um pouco divergentes, como podem ser vistos na Tabela 5.3.

*Tabela 5.3. Condutividade hidráulica obtida a partir de diferentes métodos empíricos.*

Amostra	Condutividade Hidráulica [cm/s]			
	Hazen	Hazen modificado por Lange	Kozeny	Breyer
1	$5,1 \times 10^{-3}$	$8,7 \times 10^{-3}$	$3,5 \times 10^{-3}$	$9,6 \times 10^{-3}$
2	$5,1 \times 10^{-3}$	$1,1 \times 10^{-2}$	$5,7 \times 10^{-3}$	$9,6 \times 10^{-3}$
3	$5,1 \times 10^{-3}$	$9,5 \times 10^{-3}$	$4,1 \times 10^{-3}$	$9,6 \times 10^{-3}$
4	$5,1 \times 10^{-3}$	$9,4 \times 10^{-3}$	$4,0 \times 10^{-3}$	$9,7 \times 10^{-3}$
5	$5,1 \times 10^{-3}$	$9,9 \times 10^{-3}$	$4,5 \times 10^{-3}$	$9,7 \times 10^{-3}$
6	$5,1 \times 10^{-3}$	$1,0 \times 10^{-2}$	$4,6 \times 10^{-3}$	$9,7 \times 10^{-3}$
7	$5,1 \times 10^{-3}$	$1,1 \times 10^{-2}$	$5,1 \times 10^{-3}$	$9,6 \times 10^{-3}$
8	$5,1 \times 10^{-3}$	$1,1 \times 10^{-2}$	$5,1 \times 10^{-3}$	$9,6 \times 10^{-3}$
9	$5,1 \times 10^{-3}$	$1,2 \times 10^{-2}$	$7,3 \times 10^{-3}$	$9,6 \times 10^{-3}$
Média	$5,1 \times 10^{-3}$	$1,0 \times 10^{-2}$	$4,9 \times 10^{-3}$	$9,6 \times 10^{-3}$

Entretanto, os resultados obtidos não apresentam grandes dispersões, tanto comparando-se os valores adquiridos pelos ensaios de um determinado método, quanto comparando-se as médias entre os diferentes métodos. Nesse último caso, a variação foi de apenas uma ordem de grandeza.

#### 5.4 – COMPARAÇÃO ENTRE OS RESULTADOS

A Figura 5.3 apresenta um gráfico comparativo entre os valores de condutividade hidráulica obtidos pelo permeâmetro de carga constante e pelas equações de Hazen, Hazen (modificado por Lange), Kozeny e Breyer, aplicadas às amostras deformadas e indeformadas coletadas nos mesmos furos de sondagem a trado.

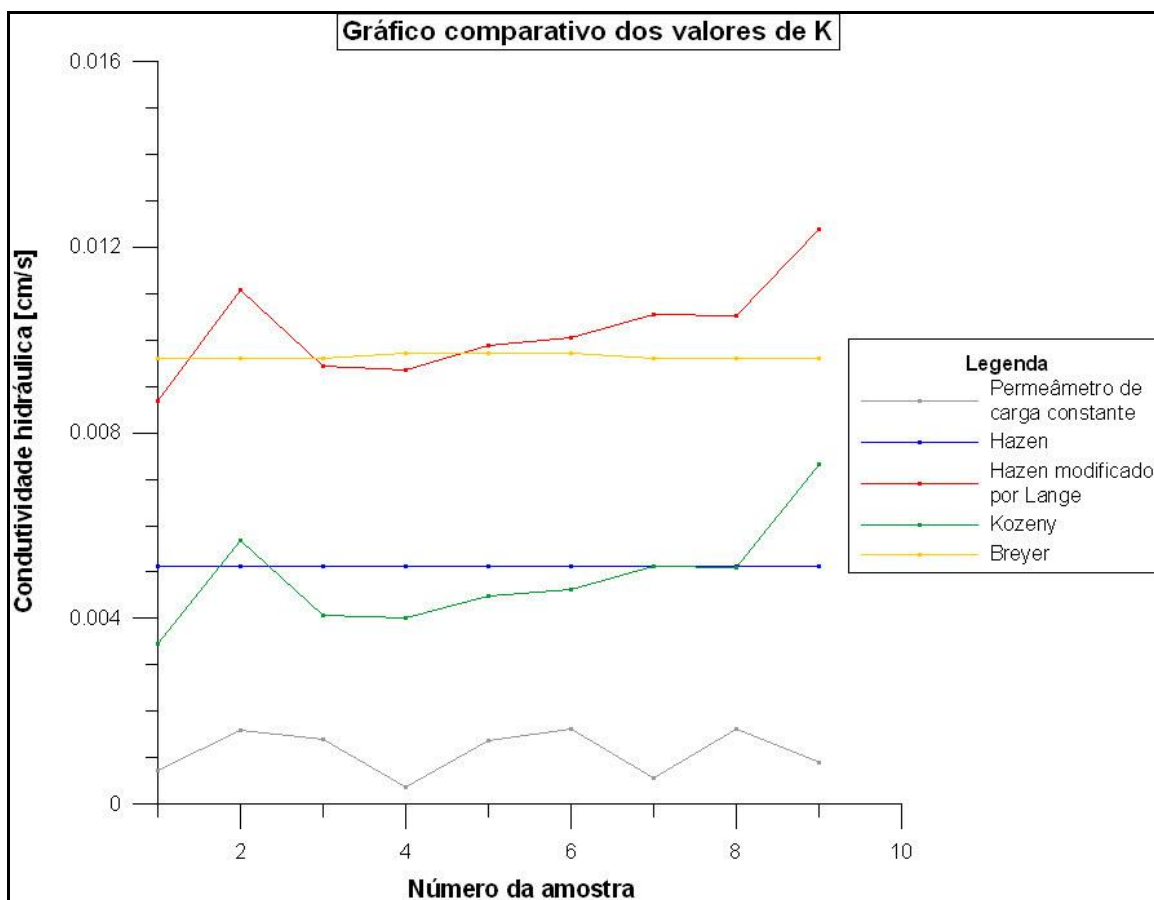


Figura 5.3. Gráfico comparativo dos valores de condutividade hidráulica entre as diversas metodologias aplicadas.

Uma vez que as equações empíricas apresentam restrições quanto às características dos sedimentos, tomaram-se os valores de condutividade hidráulica medidos pelo permeâmetro de carga constante como sendo os mais representativos das amostras.

As equações de Hazen e Hazen modificada por Lange são indicadas para sedimentos cujo tamanho efetivo dos grãos esteja compreendido entre 0,1 e 3,0 mm, e que possuam coeficiente de uniformidade ( $U$ ) menor que 5. Os grãos dos sedimentos analisados tinham, coincidentemente, tamanhos efetivos iguais a 0,08 mm e  $U$  variava entre 1,88 e 2,00. A equação de Hazen é a menos restritiva dentre todas as formulações empíricas utilizadas. Por essa razão, a correta escolha da constante  $C$ , que se dá de maneira qualitativa, foi fundamental para a obtenção de resultados próximos aos obtidos pelo permeâmetro de carga constante. A equação de Hazen modificada por Lange, por ser baseada nas características físicas dos sedimentos, apresentou resultados um pouco divergentes. Dessa forma, entende-se que houve uma superestimativa dos valores de porosidade efetiva, dada a sua variação em relação aos valores medidos pelo permeâmetro de carga constante.

A equação de Kozeny é indicada para areias grossas, sendo que a granulometria das amostras ensaiadas corresponde à areia fina. Dada a semelhança do comportamento dessa curva com a curva do método de Hazen modificado por Lange, entende-se que, da mesma forma, houve uma superestimativa dos valores de porosidade efetiva, que veio a gerar resultados não esperados para os sedimentos analisados.

A equação de Breyer é mais bem aplicada em sedimentos heterogêneos, os quais apresentam má seleção dos grãos, com  $U$  variando entre 1 e 20, e diâmetro efetivo dos grãos variando de 0,06 a 0,6 mm, o que não corresponde às características do material estudado, por mostrar-se bem-selecionado.

Embora as premissas das formulações matemáticas não se encontrem plenamente de acordo com as características dos sedimentos analisados, os valores de condutividade hidráulica por elas obtidos apresentaram pouca variação em relação aos obtidos pelo permeâmetro de carga constante. Comparando-se os diferentes métodos, os intervalos de  $K$  variaram entre  $10^{-4}$  e  $10^{-2}$  cm/s, corroborando os resultados esperados para areias finas e bem-selecionadas, segundo a Tabela 2.2.

Dentre todos os métodos empíricos utilizados, as equações de Hazen e Kozeny foram as que apresentaram valores de  $K$  mais próximos dos obtidos pelo permeâmetro de carga constante.

## 6. CONCLUSÕES

Os ensaios físicos caracterizaram a área estudada como sendo constituída por areias quartzosas finas, bem-selecionadas, amarronzadas, contendo matéria orgânica associada. Segundo Pires *et al.* (1999), o ambiente no qual se situam esses sedimentos sofre influência das marés e é típico de mangue.

A difratometria de raios-X das argilas indicou a presença de argilominerais de atividade elevada, que devem ser levados em consideração em estudos geoambientais futuros na área de estudo, visto que influenciam significativamente no comportamento das plumas de contaminantes, fazendo com que a sua mobilidade seja retardada em função das reações químicas que ocorrem entre os minerais de argila e os hidrocarbonetos.

Em relação à porosidade efetiva, que apresentou valores muito elevados, sugere-se que, em trabalhos futuros, a mesma seja medida utilizando-se um método experimental que permita expressar valores os mais próximos da realidade, como o método de saturação e drenagem de amostras, por exemplo, descrito em Custodio & Llamas (1983).

Em relação aos ensaios com o permeâmetro de carga constante, observa-se que em nenhum deles a reta de melhor ajuste passou pela origem, como estava previsto anteriormente. Esse problema, de caráter experimental, tem certa influência no valor da condutividade hidráulica, sendo necessários alguns ajustes no equipamento, a fim de que se possam fazer medidas de velocidades de fluxo em gradientes mais baixos, a partir do gradiente hidráulico zero, passando pelo gradiente hidráulico crítico, em torno de 1.

Entretanto, existe uma proporcionalidade direta, entre a velocidade de fluxo e o gradiente hidráulico, o que pode ser observado nos gráficos contidos no Anexo C. Dessa forma, verifica-se que os ensaios com o permeâmetro de carga constante apresentaram resultados satisfatórios, visto que todas as condições darcinianas foram plenamente atendidas.

O permeâmetro de carga constante mostrou-se eficiente na identificação de amostras mais argilosas. Ao se utilizar amostras coletadas em pequenos intervalos em um mesmo furo de sondagem, pode-se descrever um perfil de solo detalhado, identificando camadas com diferentes permeabilidades, o que não seria possível em

ensaios de campo, onde a porção ensaiada do meio poroso é bem mais significativa. O resultado de condutividade hidráulica nesse caso seria apenas uma “média” de  $K$  das porções ensaiadas do terreno.

As formulações de Hazen (modificado por Lange) e Kozeny apresentaram resultados os mais próximos daqueles obtidos pelo permeâmetro de carga constante. Os valores ficaram numa faixa de valores condizentes com o tipo de sedimentos analisados.

Todos os ensaios de estimativa da condutividade hidráulica apresentaram resultados consistentes, dentro de uma faixa de erro inerente ao próprio método aplicado. Faz-se necessário atentar para as especificidades de cada método, embora alguns métodos inicialmente não indicados aos sedimentos utilizados apresentaram resultados coerentes.

Pequenas heterogeneidades puderam ser observadas entre as amostras. Porém, em um mesmo método, as variações entre as amostras não ultrapassaram uma ordem de grandeza.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BEAR, J., 2005. Computer - Mediated Distance Learning: Course on Modeling Groundwater Flow and Contaminant Transport – demo version. Recuperável da Internet via < <http://www.cmdlet.com/demos/mgfc-course/mgfc-darcy.html>>, acessado em 26. out.2005.

CABRAL, J. 2000. Movimento das águas subterrâneas. *In*: F.A.C. Feitosa & J. Manoel Fº. (eds.) Hidrogeologia: conceitos e aplicações. CPRM / UFPE, Fortaleza, cap. 3, p. 35 - 51.

CUPERTINO, D.F., 2005. Caracterização das propriedades do meio poroso em solo arenoso através de permo-porosímetro a gás. 65p. Monografia (Graduação em Geologia) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

CUSTODIO, E.; LLAMAS, M.R., 1983. Hidrologia Subterrânea. Barcelona, Editora Omega. 2ª edição, volume II, 1192 p.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE ESTRADAS E RODAGEM, 1994. Solos – análise granulométrica. DNER-ME 051/94, 12 p.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE ESTRADAS E RODAGEM, 1994. Solos - determinação da densidade real. DNER-ME 093/94, 4 p.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE ESTRADAS E RODAGEM, 1994. Determinação do teor de umidade. DNER-ME 213/94, 3 p.

FETTER, C.W., 2001. Applied Hydrogeology. London: Prentice Hall, 4ª edição, 598 p.



FREEZE, R.A.; CHERRY, J.A., 1979. Groundwater. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 604 p.

HEAD, K.H., 1980. Manual of Soil Laboratory Testing. Volume 1: Soil classification and compaction tests. London: Pentech Press, 339 p.

HEAD, K.H., 1982. Manual of Soil Laboratory Testing. Volume 2: Permeability, shear strength and compressibility tests. London: Pentech Press, 339 p.

INSTITUTO DE PLANEJAMENTO URBANO DE FLORIANÓPOLIS / PREFEITURA MUNICIPAL DE FLORIANÓPOLIS, 2004. Atlas do Município de Florianópolis. Florianópolis: IPUF, 166 p.

KRESIC, N, 1997. Quantitative Solutions in Hydrogeology and Groundwater Modeling. Lewis, Boca Raton, 461 p.

LAGE, I.C., 2005. Determinação da permeabilidade em diagnósticos geoambientais: a área experimental da Fazenda Ressacada, SC. 119 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

MANOEL FILHO, J. Água subterrânea: histórico e importância. *In*: F.A.C. Feitosa & J. Manoel Fº. (eds.) Hidrogeologia: conceitos e aplicações. CPRM / UFPE, Fortaleza, cap. 1, p. 3 – 12.

MONICARD, R.D., 1980. Properties of Reservoir Rocks: Core Analysis. Paris: Institut Français du Pétrole Publications. Edition Technip, 168 p.

MORAES, P.O., 2001. A influência da xistosidade na condutividade hidráulica de solos desenvolvidos de gnaisses no Estado do Rio de Janeiro e construção de um permeâmetro. 36p. (Monografia, Graduação em Geologia – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro).

PIRES, J.L.; COITINHO, J.B.L.; FREIRE, F.A.; FERNANDES, E., 1997. Estudos Ambientais da Grande Florianópolis – Síntese Temática: Geologia. Florianópolis: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – Associação dos Municípios da Região da Grande Florianópolis – Prefeitura Municipal de Florianópolis – Instituto de Planejamento Urbano de Florianópolis, 27 p.

PMF - PREFEITURA MUNICIPAL DE FLORIANÓPOLIS, 2005. Características ambientais, físicas e geográficas. Recuperável da Internet via <[http://www.pmf.sc.gov.br/index.php?link=perfil&sublink=fisico\\_geog#clima](http://www.pmf.sc.gov.br/index.php?link=perfil&sublink=fisico_geog#clima)>, acessado em 28.set.2005.

POLIVANOV, H., 2003. Apostila de Pedologia. 120 p.

ROSA, R.O., 1997. Estudos Ambientais da Grande Florianópolis – Síntese Temática: Geomorfologia. Florianópolis: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – Associação dos Municípios da Região da Grande Florianópolis – Prefeitura Municipal de Florianópolis – Instituto de Planejamento Urbano de Florianópolis, 18 p.

SOUZA, J.B., 2002. Condutividade hidráulica em solos contaminados por derivados de petróleo. 39p. (Monografia, Graduação em Geologia – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro).

THEISEN, A.A.; HARWARD, M.E., 1962. A paste method for preparation of slides for clay mineral identification by X-ray diffraction. Soil Science of American Proceedings, Madison, cap. 26, p. 90 - 91.

## **ANEXO A**

### **FOTOS DO PERMEÂMETRO**

(A) Amostradores conectados ao painel de controle (B) Válvula aberta para passagem de água proveniente do reservatório principal para o amostrador (permeômetro de carga constante) e fechada para a circulação de água da bureta ao amostrador (permeômetro de carga variável).



(A)



(B)

(A) Amostrador e (B) amostra inserida no amostrador.



(A)

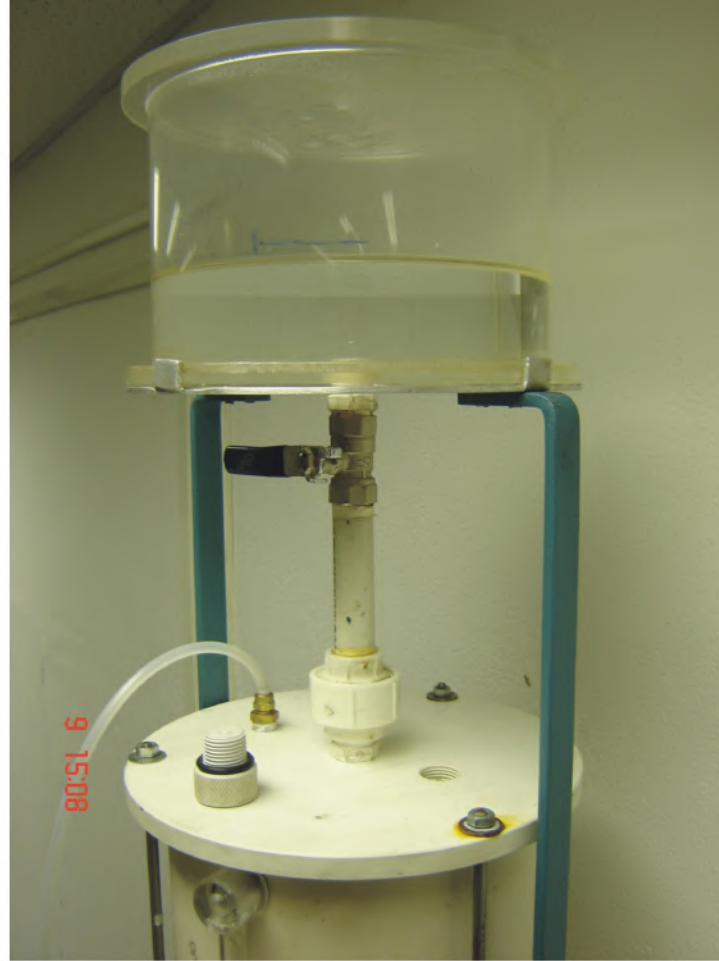


(B)

(A) Reservatório principal com tubo de acrílico graduado e (B) reservatório-abastecedor.



(A)



(B)



Compressor com manômetro a ser utilizado em ensaios com o permeâmetro de carga variável

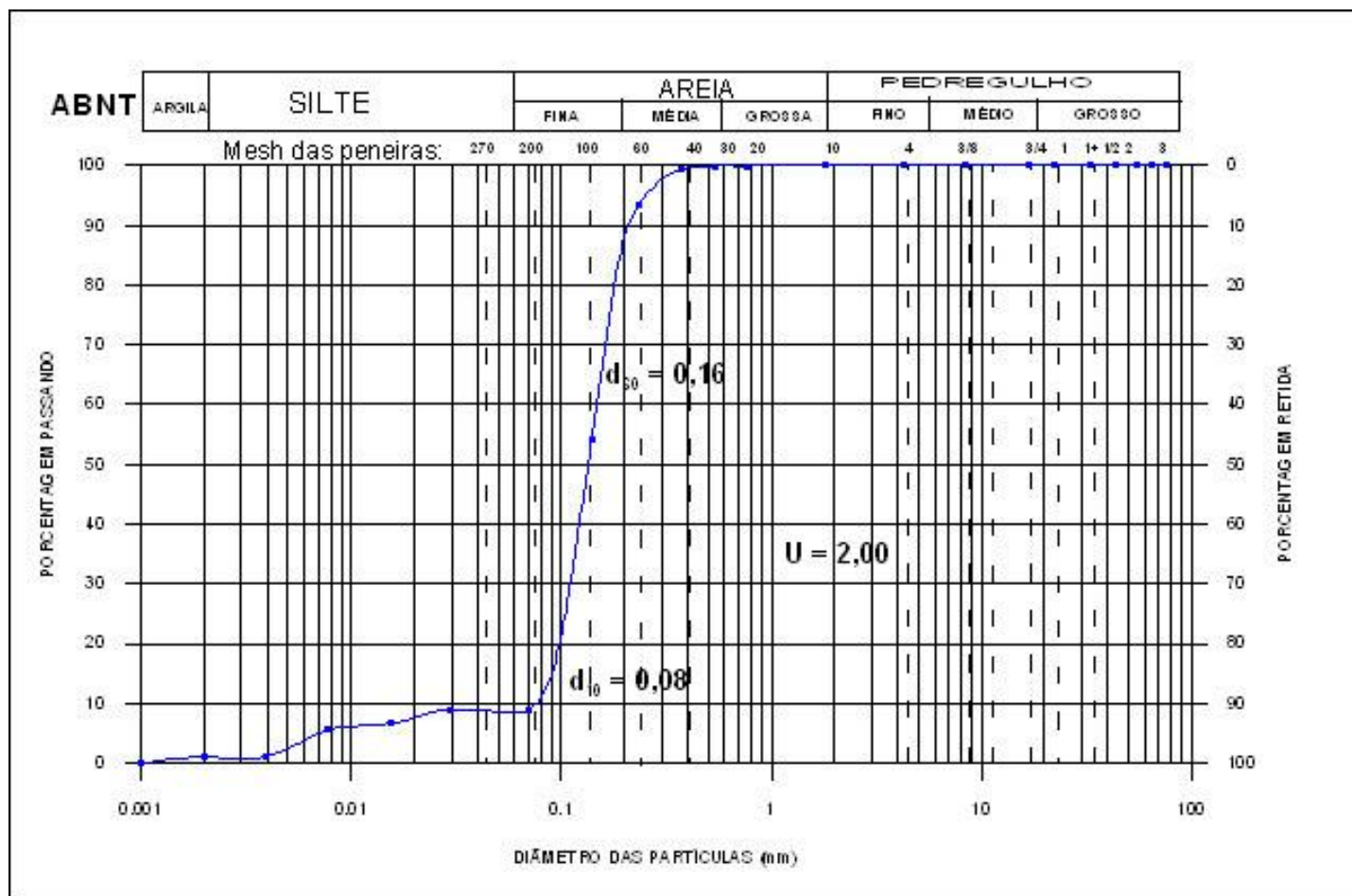


## **ANEXO B**

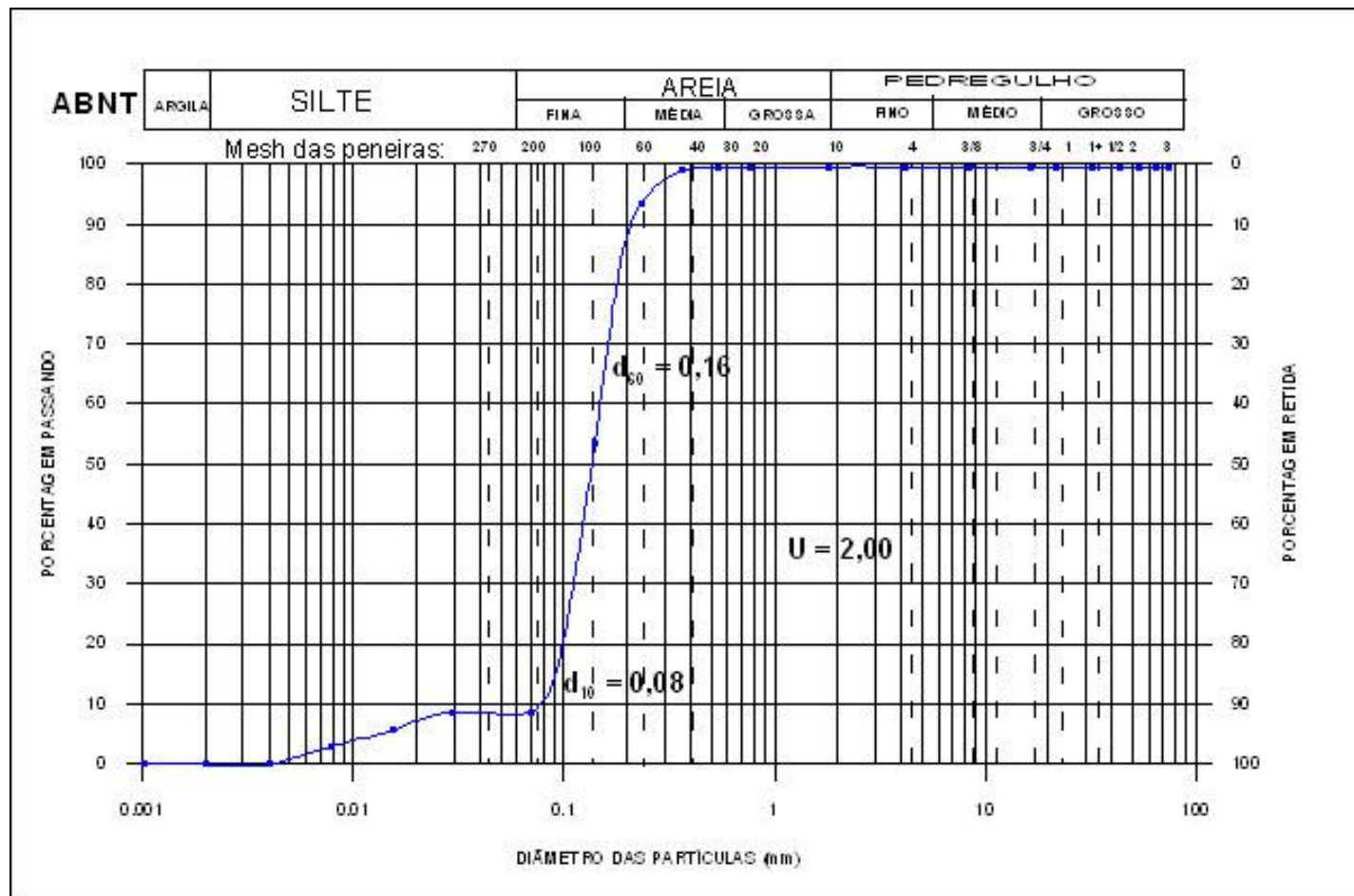
### **GRÁFICOS DOS ENSAIOS GRANULOMÉTRICOS**



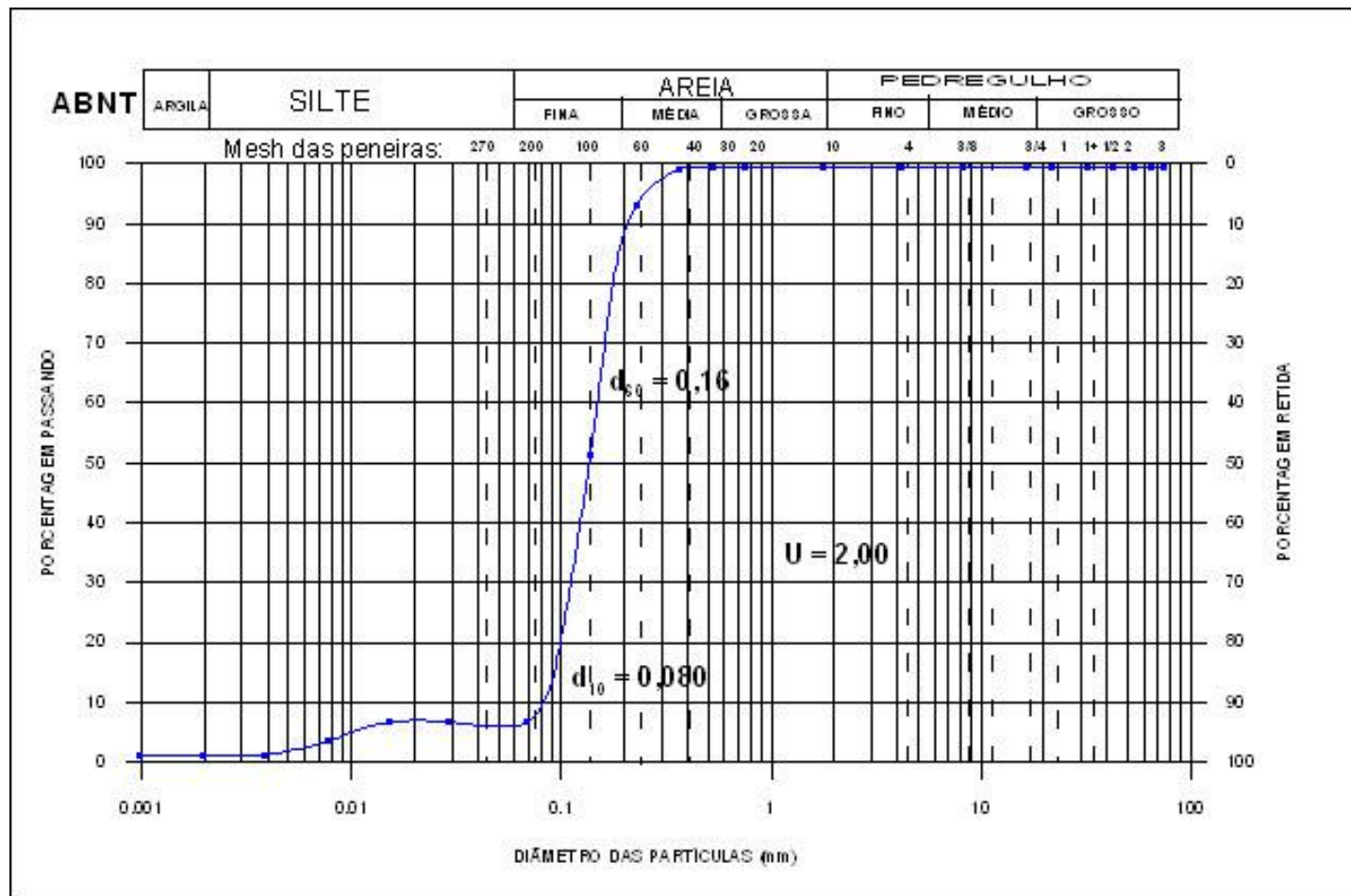
# AMOSTRA INDEFORMADA 1



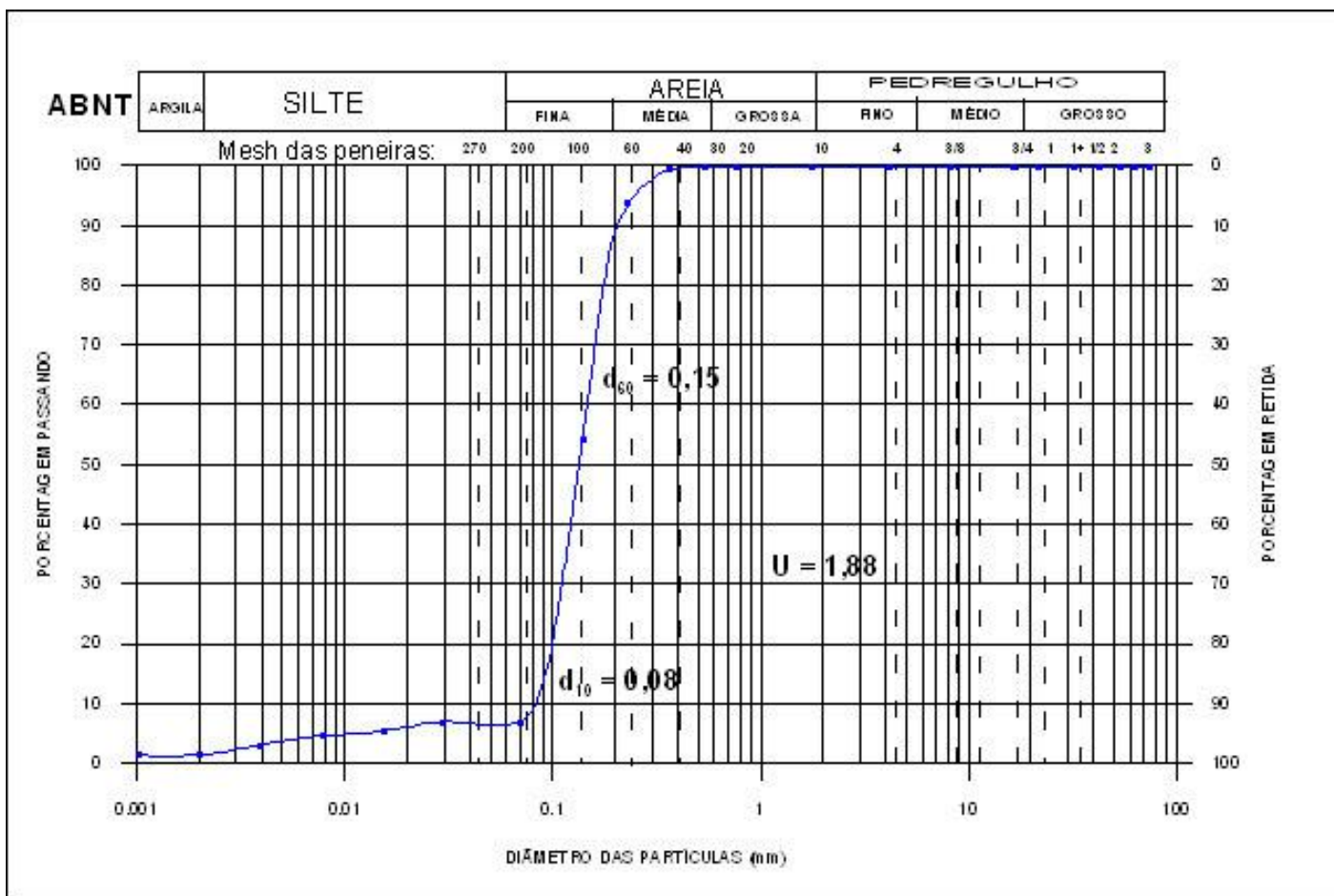
### AMOSTRA INDEFORMADA 2



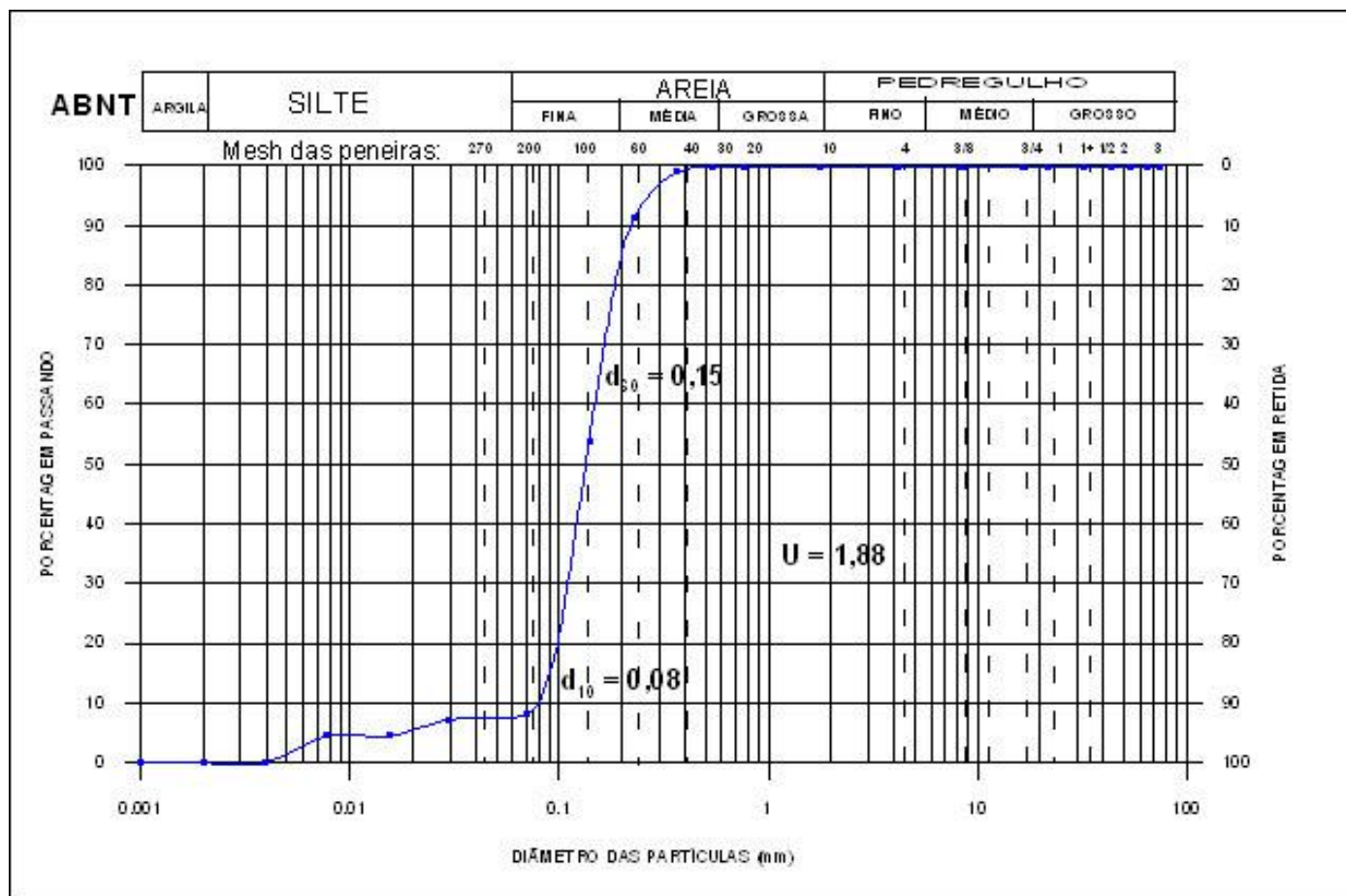
### AMOSTRA INDEFORMADA 3



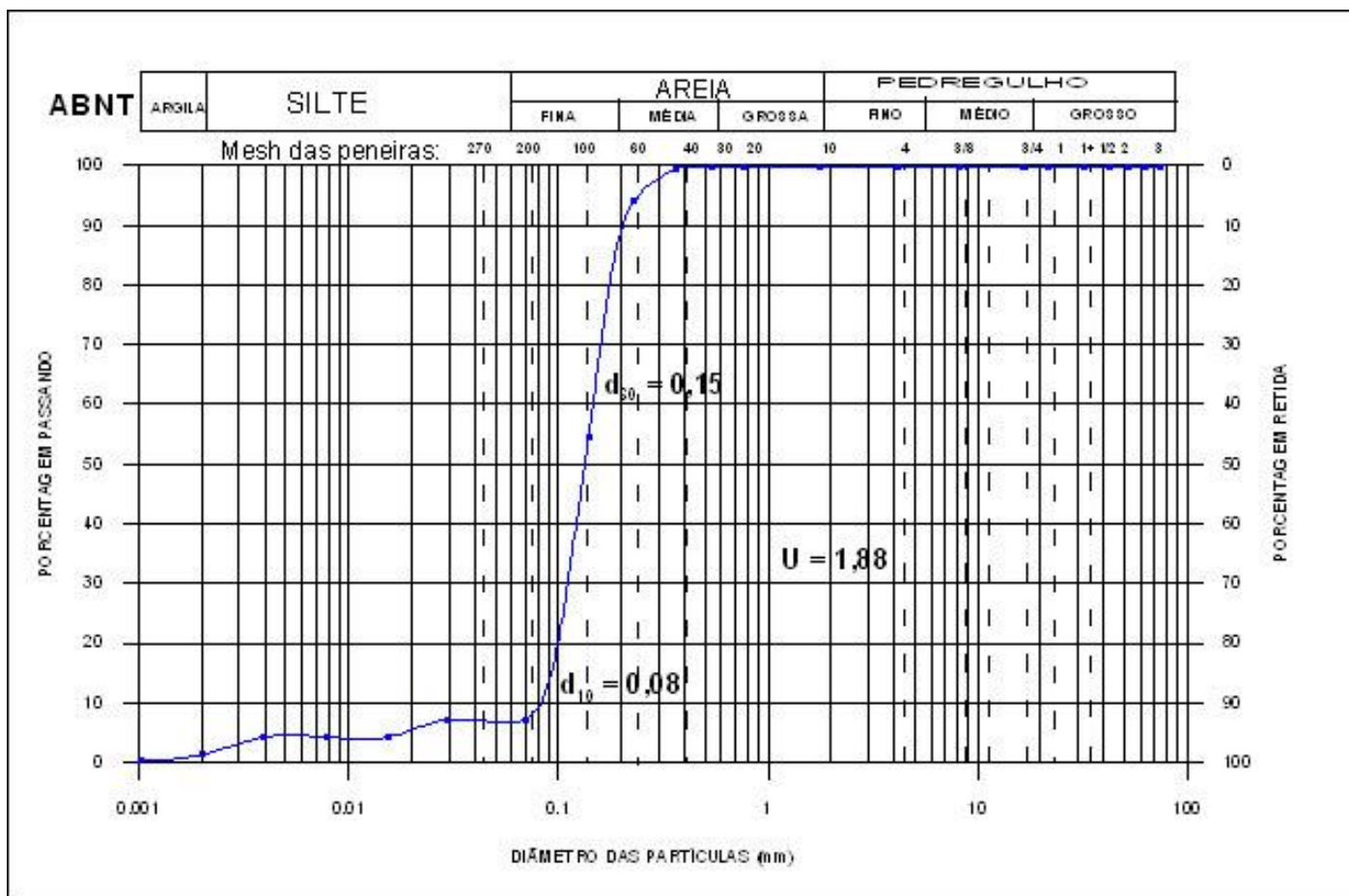
### AMOSTRA INDEFORMADA 4



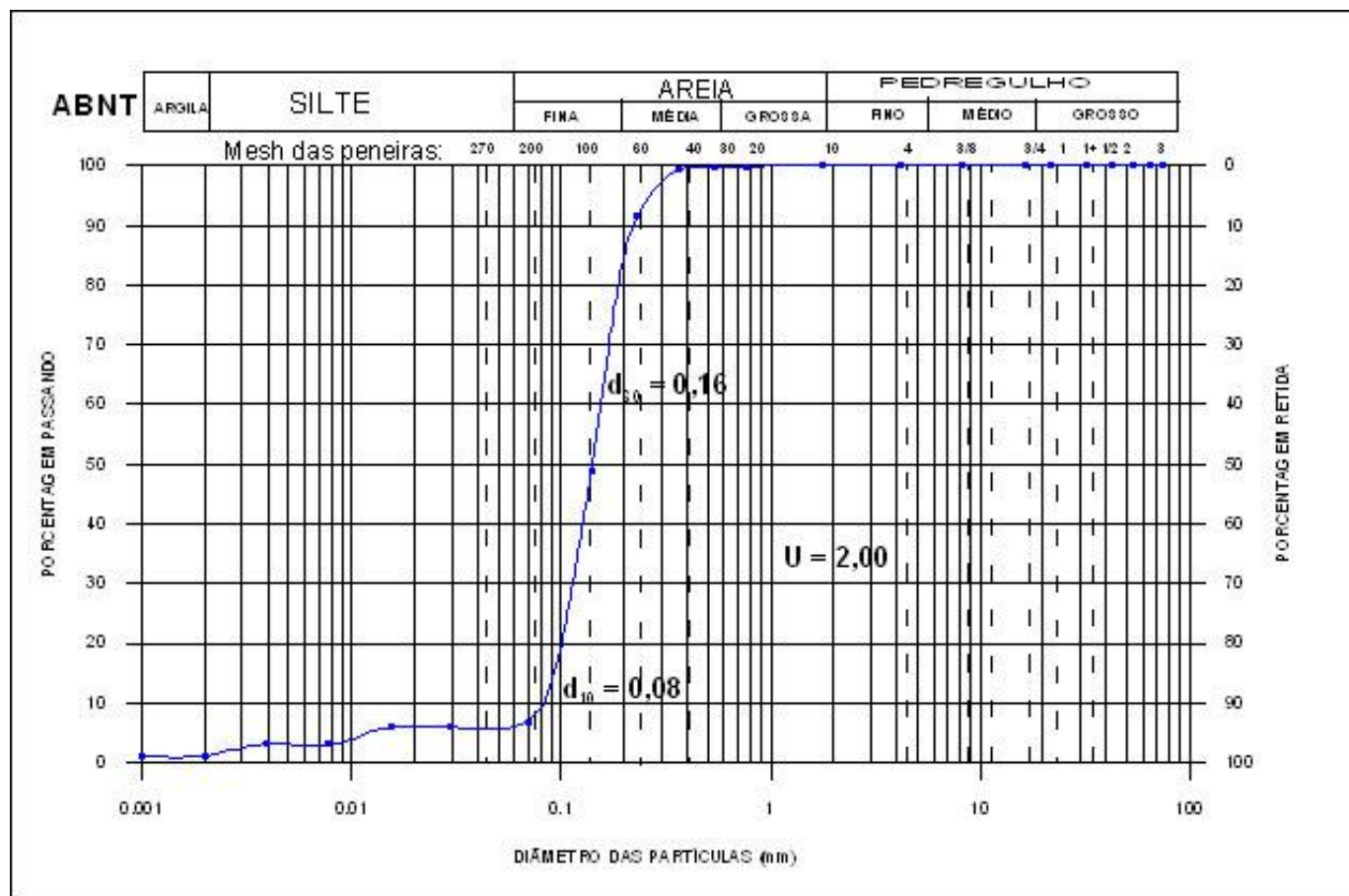
### AMOSTRA INDEFORMADA 5



# AMOSTRA INDEFORMADA 6

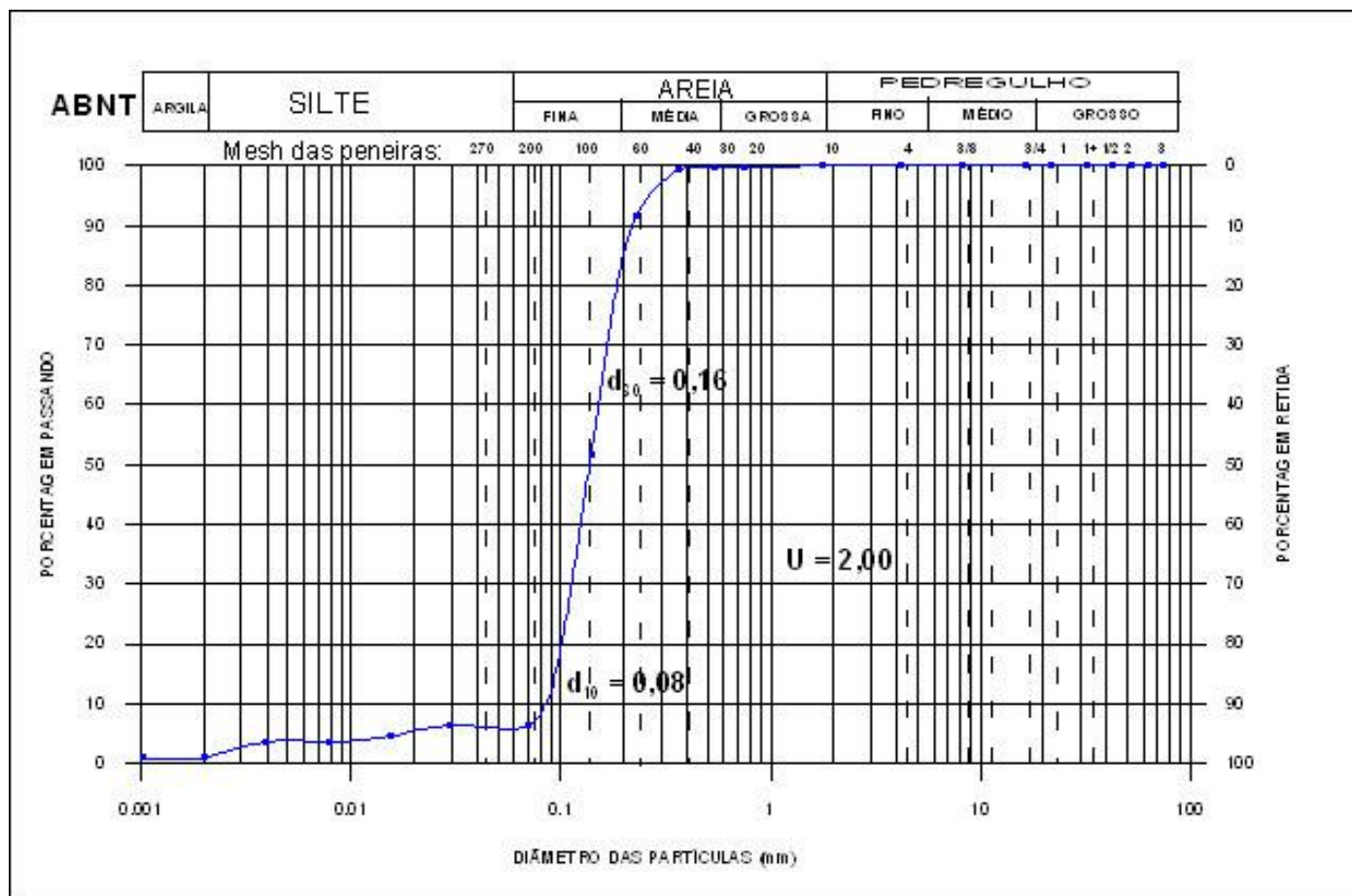


### AMOSTRA INDEFORMADA 7



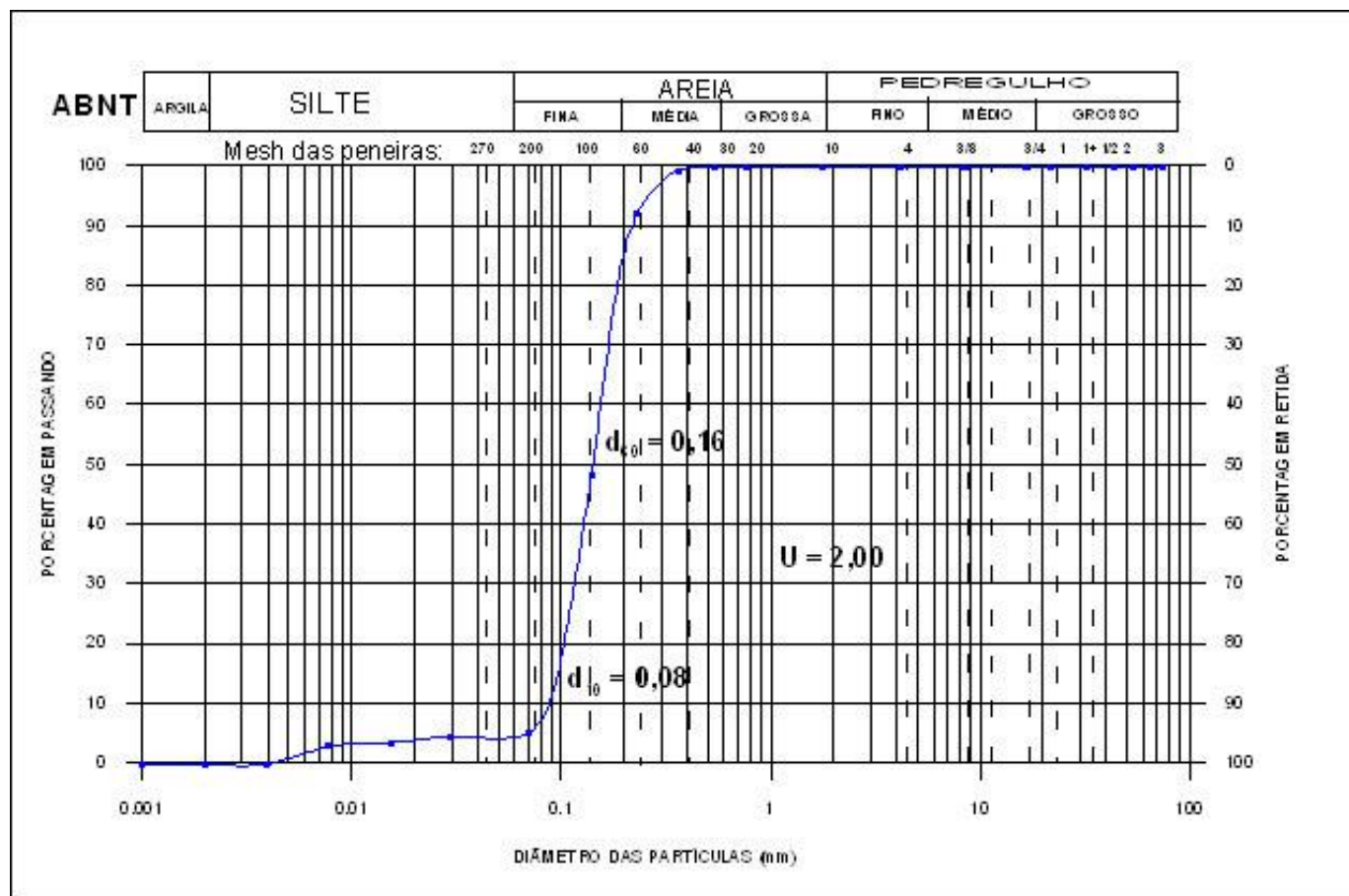


### AMOSTRA INDEFORMADA 8



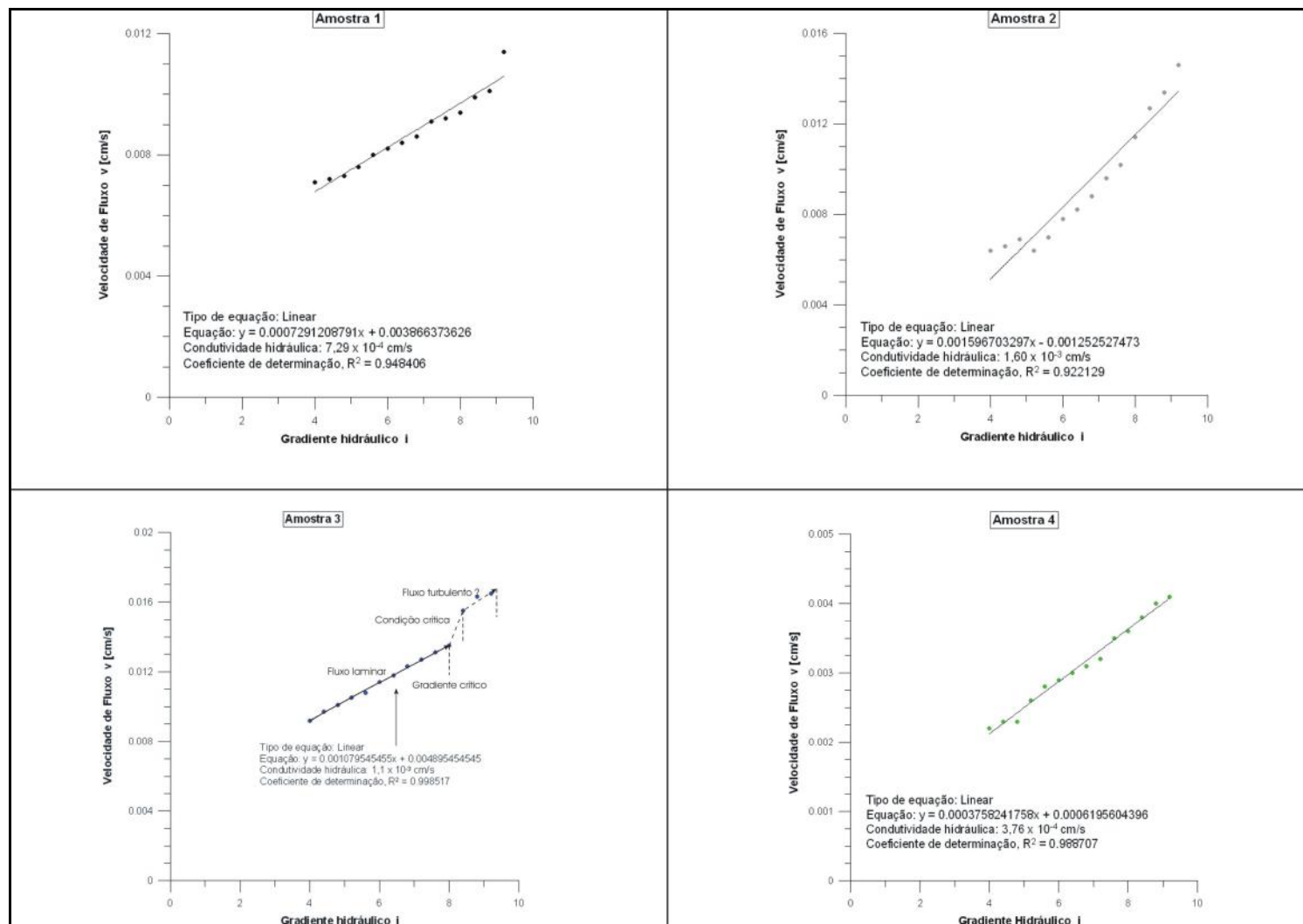


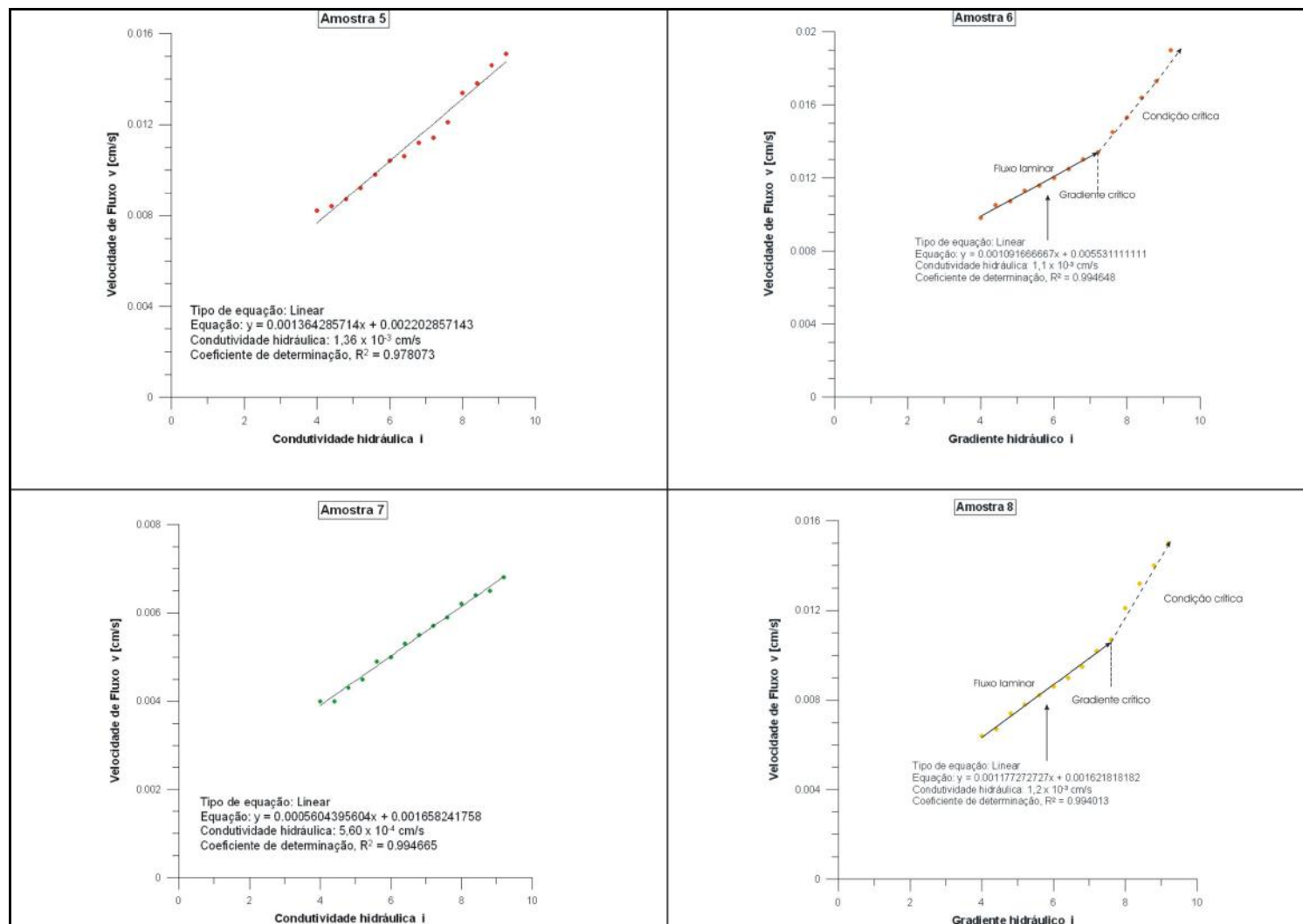
# AMOSTRA INDEFORMADA 9

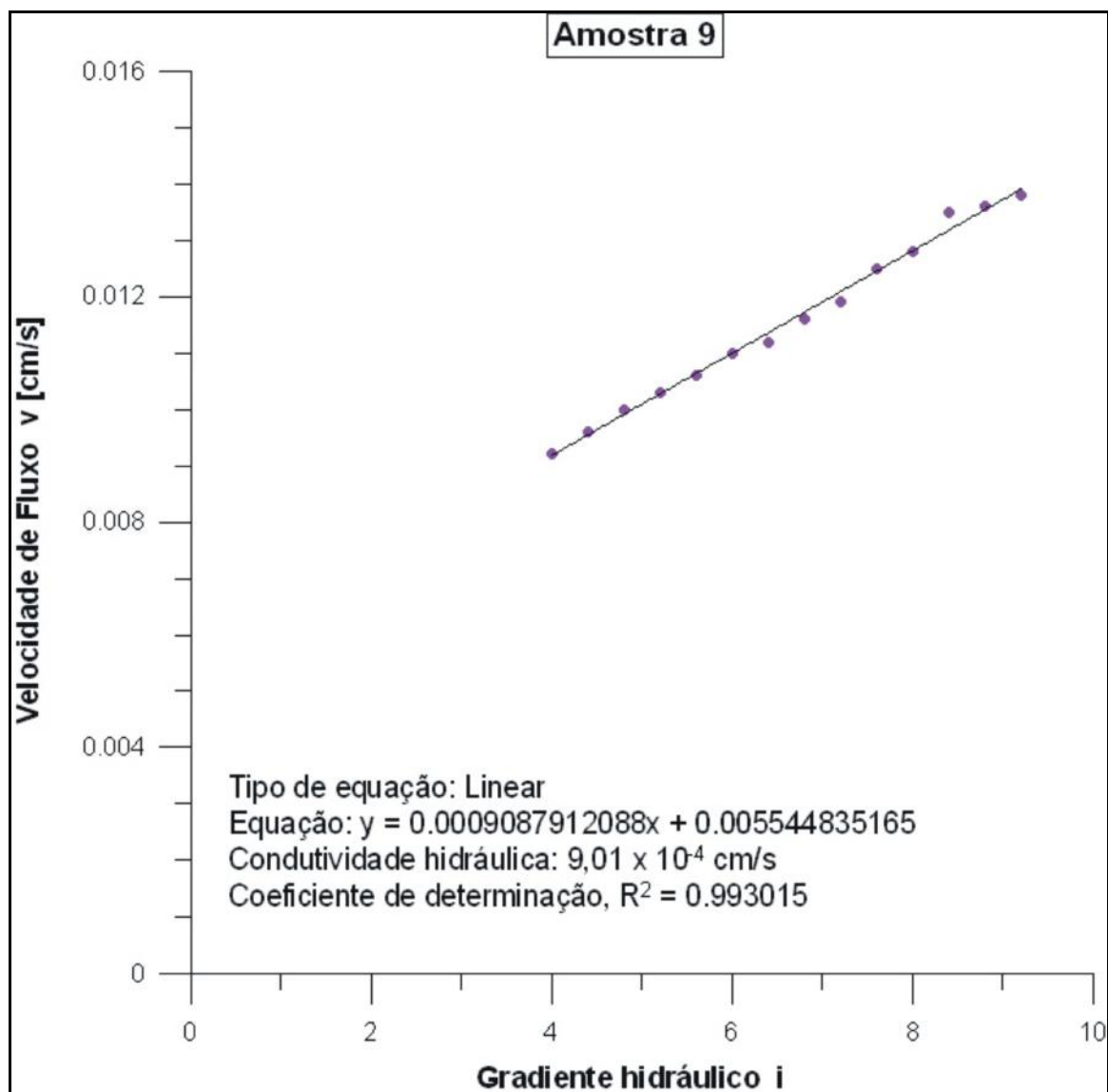


## **ANEXO C**

### **GRÁFICOS DOS ENSAIOS REALIZADOS NO PERMEÂMETRO DE CARGA CONSTANTE**







## **ANEXO D**

### **TABELAS E PARÂMETROS UTILIZADOS NO CÁLCULO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA PELOS MÉTODOS EMPÍRICOS.**

Hazen: $K = C d_{10}^{-2}$			
Amostra	C	$d_{10}$ [cm]	K [cm/s]
1	80	0,008	0,0051
2	80	0,008	0,0051
3	80	0,008	0,0051
4	80	0,008	0,0051
5	80	0,008	0,0051
6	80	0,008	0,0051
7	80	0,008	0,0051
8	80	0,008	0,0051
9	80	0,008	0,0051
K médio [cm/s]			0,0051

Hazen modificado por Lange: $K = \frac{g}{\nu} C_h f(n_e) d_{10}^{-2}$							
Amostra	$g$ [cm/s <sup>2</sup> ]	$\nu$ a 23°C [cm/s]	$C_h$	$n_e$	$f(n) = [1+10(n_e-0,26)]$	$d_{10}$ [cm]	K [cm/s]
1	980,7	0,0094	0,0006	0,377	2,170732976	0,008	0,008697
2	980,7	0,0094	0,0006	0,436	2,762584571	0,008	0,011068
3	980,7	0,0094	0,0006	0,396	2,358332998	0,008	0,009448
4	980,7	0,0094	0,0006	0,394	2,335735534	0,008	0,009358
5	980,7	0,0094	0,0006	0,407	2,46815078	0,008	0,009888
6	980,7	0,0094	0,0006	0,411	2,509907351	0,008	0,010055
7	980,7	0,0094	0,0006	0,424	2,636482927	0,008	0,010562
8	980,7	0,0094	0,0006	0,423	2,628861109	0,008	0,010532
9	980,7	0,0094	0,0006	0,469	3,08851879	0,008	0,012373
K médio [cm/s]						0,0102	

Kozeny: $K = \frac{g}{\nu} C_k f(n_e) d_{10}^{-2}$							
Amostra	$g$ [cm/s <sup>2</sup> ]	$\nu$ a 23°C [cm/s]	$C_k$	$n_e$	$f(n) = n_e^3 / (1-n_e^2)$	$d_{10}$ [cm]	K [cm/s]
1	980,7	0,0094	0,0083	0,377	0,062500477	0,008	0,003464
2	980,7	0,0094	0,0083	0,436	0,102546051	0,008	0,005683
3	980,7	0,0094	0,0083	0,396	0,073543897	0,008	0,004076
4	980,7	0,0094	0,0083	0,394	0,07213893	0,008	0,003998
5	980,7	0,0094	0,0083	0,407	0,08067965	0,008	0,004471
6	980,7	0,0094	0,0083	0,411	0,083531409	0,008	0,004629
7	980,7	0,0094	0,0083	0,424	0,09266721	0,008	0,005136
8	980,7	0,0094	0,0083	0,423	0,09209554	0,008	0,005104
9	980,7	0,0094	0,0083	0,469	0,132103198	0,008	0,007321
K médio [cm/s]						0,0049	

Breyer: $K = \frac{g}{\nu} C_b d_e^2$						
Amostra	$g$ [cm/s <sup>2</sup> ]	$\nu$ a 23°C [cm/s]	$U$	$C_b$	$d_e = d_{10}$ [cm]	$K$ [cm/s]
1	980,7	0,0094	2,00	0,001438764	0,008	0,009607
2	980,7	0,0094	2,00	0,001438764	0,008	0,009607
3	980,7	0,0094	2,00	0,001438764	0,008	0,009607
4	980,7	0,0094	1,88	0,001454887	0,008	0,009714
5	980,7	0,0094	1,88	0,001454887	0,008	0,009714
6	980,7	0,0094	1,88	0,001454887	0,008	0,009714
7	980,7	0,0094	2,00	0,001438764	0,008	0,009607
8	980,7	0,0094	2,00	0,001438764	0,008	0,009607
9	980,7	0,0094	2,00	0,001438764	0,008	0,009607
<b>K médio [cm/s]</b>				<b>0,0096</b>		

Amostra	Condutividade Hidráulica [cm/s]			
	Hazen	Hazen modificado por Lange	Kozeny	Breyer
1	0,0051	0,0087	0,0035	0,0096
2	0,0051	0,0111	0,0057	0,0096
3	0,0051	0,0094	0,0041	0,0096
4	0,0051	0,0094	0,0040	0,0097
5	0,0051	0,0099	0,0045	0,0097
6	0,0051	0,0101	0,0046	0,0097
7	0,0051	0,0106	0,0051	0,0096
8	0,0051	0,0105	0,0051	0,0096
9	0,0051	0,0124	0,0073	0,0096
<b>Média</b>	0,0051	0,0102	0,0049	0,0096